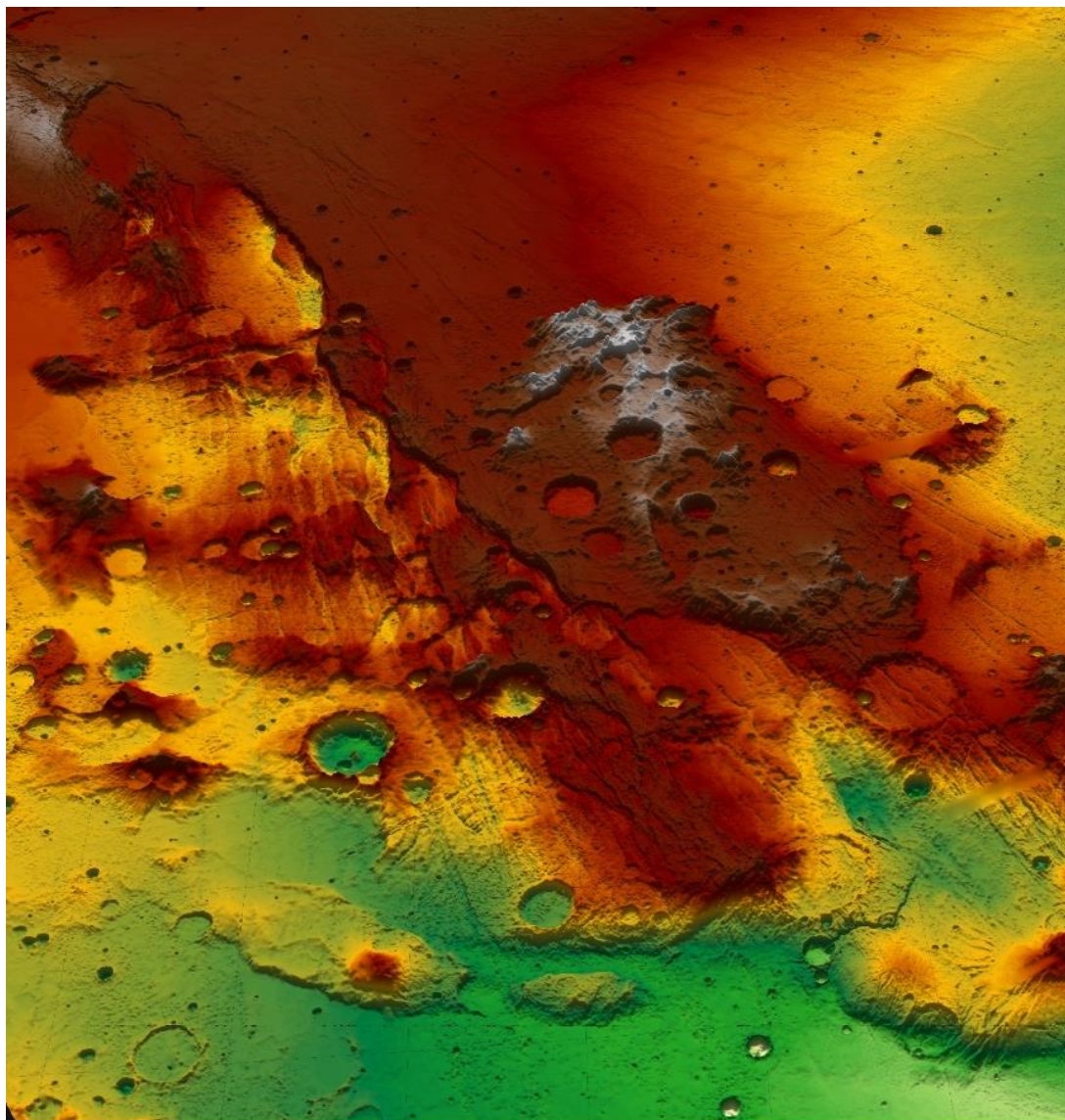


CARTOGRAFÍA Y ESTUDIO COMPARADO DE ESTRUCTURAS TECTÓNICAS EN LA TIERRA Y MARTE

(CIARITAS FOSSAE)



Universidad
Zaragoza

Autor
Martín Moyano Morales
Directores
Luis Arlegui Crespo
Antonio Casas Sainz

ÍNDICE

1. Abstract.....	3
2. Introducción	3
3. Objetivos.....	4
4. Metodología.....	5
4.1. Recopilación bibliográfica.....	5
4.2. Trabajo de gabinete.....	5
4.2.1. Procesamiento de imágenes	5
4.2.2. Fotointerpretación de fracturas	6
4.2.3. Diagramas	6
5. Contexto geológico.....	7
5.1. Geología Regional.....	7
5.2. Geología de Claritas Fossae	11
6. Resultados.....	11
6.1. Elementos estructurales	11
6.1.1. Fracturas extensionales	11
6.1.2. Fracturas contraccionales	12
6.1.3. Fracturas de desgarre	13
6.1.4. Elementos geomorfológicos	13
6.2. Sistemas de fracturas.....	15
6.3. Análisis de direcciones	15
7. Interpretación.....	17
8. Comparación de las estructuras tectónicas: Tierra – Marte.....	21
8.1. Santa Catalina-Cruz Ridge Fault y Sistema de Fallas de Atacama (SFA)	21
8.2. East African Rift System.....	22
8.3. Cordillera Cantábrica.....	23
9. Conclusions	25
10. Referencias	26
ANEXO	28
Anexo I.....	28
Anexo II:.....	29
Anexo III.....	30
Anexo IV	31
Anexo V	32
Anexo VI	33
Anexo VII	34
Anexo VIII	35

1. Abstract

Since 1960, when astrogeology appeared as a new planetary science branch, along with the technological exponential development in this field, scientists have shared the intensity in the efforts in order to reach the knowledge about planetary formation, as well as their patterns of stratigraphy, volcanic and tectonic activity, the kinematics of their discontinuous structures and their dynamics, and geomorphology, that is to say, all about their internal and external geodynamics.

Particularly, our closest neighbour Mars, has catalysed the interest of this new subject and, in the last decades, became the target for a few different missions, until today when two off-road vehicles, Spirit and Opportunity, send us constantly images of the Martian surface.

This project is focused in a precise area, called Claritas Fossae, about which, after a detailed study of the state of the art, a geometric analysis of the photo-interpreted fractures, with the purpose to define morphology, length, orientation and cutting relations of structures, and finally to define the age of isolated systems as well as of fracture sets. The data obtained were employed to compare Mars's and Earth's geological structures.

The Tharsis Magmatic Complex has had a long-lived volcano-tectonic activity. Several records of this are present in many structures of the studied area. The evolution of the differential stresses are complex, and represent different stages in the Claritas Fossae's history. In this work, we propose a set of systems and groups of faults, which have been categorized based on the result of photointerpretation, cross-cutting relationships, morphology, orientation and location in the study area. In addition, we propose a interpretation of the structures and their possible relative age.

In relation with the principal tectonic morphologies and their comparison with Earth's geological structures, interesting correlations were found with western California, northern Chile, eastern Africa and northern Spain. This reflects a geodynamic setting similar to Earth. However, there are physical parameters specific to Mars, such as gravity and density, which should influence, to some extent, the configuration of the tectonic structures existing on its surface.

2. Introducción

Los primeros acercamientos satelitales al planeta rojo datan de la década de los 60, según datos de la European Space Agency (ESA), más de cuarenta intentos se han realizado, de los cuales más de la mitad fracasaron (Anexo I). La primera misión con éxito fue la Mariner 4, lanzada por la NASA el 28 de noviembre de 1964, enviando 22 fotos a una distancia de 9.849,2 kilómetros de Marte. Sin embargo, recién en la década del 70 las primeras imágenes de la superficie marciana llegaron a nosotros, las cuales fueron obtenidas por las sondas gemelas Viking. Posterior a esto, existió un cese de casi dos décadas producto de los intentos fallidos. Luego en 1997, la sonda Mars Global Surveyor entra en órbita con Marte, reactivando el flujo de información. En 2001, la Mars Odyssey de la NASA, entraría en órbita para la observación global de Marte y, por último, en 2003, ESA envía la Mars Express, con un módulo de aterrizaje llamado Beagle 2, mientras que la NASA despliega dos vehículos todoterreno (Spirit y Opportunity), los cuales han enviado constantemente imágenes de la superficie marciana, las cuales nos han permitido ahondar en la geología del planeta rojo.

En geología, esta nueva rama nombrada como geología planetaria o astrogeología, ha abierto un incipiente campo de estudios que une fuerzas con la astronomía y la astrofísica. La dirección de estos estudios está destinada a la comprensión de la geología extraplanetaria. Las formaciones de los planetas, de sus respectivos satélites naturales, de los asteroides y meteoritos, su estratigrafía, la cinemática de sus estructuras discontinuas, su geomorfología, en fin, todo respecto a su geodinámica externa e interna, es materia de interés para el investigador de este campo.

En el presente trabajo se ha escogido un área de estudio, entre las regiones definidas por la nomenclatura planetaria (Hargitai and Shingareva, 2011) como Phoenicis Lacus (MC-17) y Thaumasia (MC-25), llamada Claritas Fossae. Sobre esta se han trazado fracturas fotointerpretadas a través de imágenes satelitales, desde la cual se pretende hacer una comparación con las estructuras geológicas existentes en la Tierra, con el fin de dar una interpretación a dichas estructuras.

3. Objetivos

Los objetivos para el presente trabajo están destinados principalmente al reconocimiento de la tectónica marciana en el sector noroeste de la región de Thaumasia, *Claritas Fossae*, y su posterior comparación con estructuras terrestres cuya geología es bien reconocida por diferentes autores.

Para esto los objetivos propuestos son:

1. *Cartografiar las fracturas u otros elementos tectónicos a una escala adecuada en la zona de Claritas Fossae, Claritas Rise, Claritas Rupes y Thaumasia Highlands, haciendo énfasis en aquellas zonas en que la fracturación pueda aportar posteriormente a una interpretación de estas.*

2. *Realizar un análisis geométrico de las fracturas fotointerpretadas, dentro del cual se contempla: definir la morfología de las estructuras; definir longitudes; definir orientaciones (solo direcciones); las relaciones de corte que puedan observarse para definir una edad relativa, y definir sistemas o familias de fracturas. Además, realizar histogramas, diagramas de frecuencia y diagramas en rosa que permitan ordenar la información.*

3. *Realizar un análisis cinemático de las fracturas fotointerpretadas, dentro del cual se contempla: comparar las relaciones geométricas del punto anterior con modelos cinemáticos aplicados a estructuras terrestres, definir una posible cinemática (sentido de movimiento).*

4. *Realizar un análisis dinámico de las fracturas fotointerpretadas, dentro del cual se contempla: sobre fallas conjugadas, determinar la orientación relativa de los esfuerzos si es que es posible.*

5. *Comparar con los sistemas terrestres a través de la elaboración de mapas de relieve, mapas de distribución de fallas, mapas de densidad y modelos en 3D, además de iconografías (diagramas de frecuencia, diagrama en rosa, histogramas y esquemas), que permitan recopilar la información y mejorar la visualización al momento de buscar similitudes con los sistemas conocidos.*

4. Metodología

El presente trabajo ha estado dirigido por un conjunto de procedimientos utilizados para alcanzar los objetivos anteriormente descritos. Dichos procedimientos buscan regir una investigación metodológica, aun si no es posible tomar datos sobre el terreno debido al inherente problema de trabajar con un objeto de estudio como Marte.

4.1. Recopilación bibliográfica

La compilación de publicaciones, artículos, tesis, infografía, y más, es un primer paso para contextualizar y generar un preámbulo al contexto geológico en Marte, además de aportar datos en el reconocimiento de las estructuras y su morfología al momento de interpretarlas. Estas han sido ya definidas y estudiadas por autores como Watters (1992), Watters (1993), Davis (1995), Watters y Schultz (2002), Mège *et al.* (2003), Anderson *et al.* (2004); entre otros. Por otro lado, el uso de la bibliografía existente ha sido utilizada para la comparación de las estructuras a través de modelos y métodos que son posibles extrapolar a los dominios estructurales de Marte.

La bibliografía específica del área de estudio no es abundante como lo es para otras estructuras vecinas como Valles Marineris; existen mapas geológicos de escala regional con un detalle no tan pulido al momento de definir las diferentes unidades o estructuras existentes. Sin embargo, la combinación de la bibliografía existente para otras zonas, sumadas a las que se refieren al área de estudio, son al menos suficientes para caracterizar las fracturas.

4.2. Trabajo de gabinete

El uso de programas informáticos es una parte fundamental en el presente trabajo, ya que, en su mayoría, si no es que, en todo, se fundamenta en el empleo de diferentes herramientas informáticas, como diferentes tipos de *software*, aplicaciones y base de datos de dominio público aportados por instituciones como la NASA, la ESA o la Universidad de Arizona.

4.2.1. Procesamiento de imágenes

Antes de seleccionar las imágenes, se ha definido un área de estudio que abarca con suficiente extensión las principales estructuras tectónicas sobre esta región. Esta se extiende por casi 1.700 km de largo y cerca de 1.000 km de ancho.

Como ya se dijo, debido a la imposibilidad de tomar datos sobre el terreno, se debe interpretar la geología marciana a través de los datos aportados por las diferentes misiones que se han enviado a Marte. La información es recibida como: 1) Modelos de Elevación Digital (DEM): a partir de las mediciones hechas por Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA), a bordo del satélite Mars Global Surveyor; 2) Mars Global Digital Image Mosaic (MDIM 2.1): corresponden a mosaicos creados a partir de imágenes gran angulares de las sondas Viking y el Mars Orbiter Camera (MOC), esta última a bordo del satélite Mars Global Surveyor. Estas imágenes son ensambladas por la United States Geological Survey (USGS); 3) High-Resolution Stereo Camera (HRSC): imágenes de gran resolución obtenidas por una cámara a bordo del satélite Mars Express de la ESA; 4) High-Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE): cámara a bordo del Mars Reconnaissance Orbiter (MRO); 5) Context Camera (CTX): entrega imágenes en escala de grises y falso color de alta resolución 30mpp, y 6) Thermal Emission Imaging System (Themis): corresponden a imágenes en banda de infrarrojos térmicos (12.57um), tomadas a bordo del satélite Mars Odyssey.

Todas estas imágenes han sido utilizadas para la caracterización de los elementos mapeados. El programa que reúne estos datos y que es de dominio público es Google Mars (<https://google.es/intl/es/earth/index.html>); otra base de datos es Map a Planet 2 (<https://astrogeology.usgs.gov/tools/map-a-planet-2>). El primero, fue utilizado para reconocer y marcar algunas estructuras de interés. Debido a la facilidad de uso del programa, se pudo explorar el área de manera expedita y localizar las principales morfologías que existen en Claritas Fossae. El segundo, ha sido utilizado para elaborar el recorte de una DEM de alta resolución (200mpp) (Ferguson *et al.*, 2018), obtenido por el instrumento MOLA; también ha sido utilizado para procesar dos recortes del MDIM, uno con escala de grises (Archinal *et al.*, 2003) y otro colorizado (Williams, 2018), con una resolución de 231 mpp.

La imagen MOLA fue procesada por el programa ArcMap 10.3 (<https://www.esri.com/es-es/home>); a través de su paquete de herramienta de análisis espacial se generaron dos mapas: un mapa de pendiente y un mapa de sombras. Ambos permiten cartografiar con mayor precisión las fracturas. Posteriormente, se le agregaron las imágenes MDIM y, modificando la transparencia de los mapas de pendiente y sombra, se obtuvo una tercera imagen que muestra con mayor nitidez las estructuras. Por último, a través de ArcScene, una extensión de ArcMap 10.3, un cuarto mapa fue procesado con la imagen MOLA, del cual se obtuvo un modelo tridimensional al aplicar una exageración vertical, permitiendo obtener un mapa de relieve topográfico.

4.2.2. Fotointerpretación de fracturas

Los criterios utilizados para la cartografía de fracturas están basados en primer lugar en la referencia bibliográfica de otras estructuras ya conocidas, así como del conocimiento previo de la geología estructural y la tectónica terrestre. Bajo esta noción, se ha hecho una comparación de dichas estructuras con las encontradas en el área de estudio. También se ha utilizado como criterio la morfología de las estructuras, generalmente observadas como líneas orientadas y paralelas, limitando relieves positivos y negativos, que cortan a la topografía o a cráteres de meteoritos; además de que en ciertos casos aparecen claramente desplazando y/o desgarrando el terreno; ciertas estructuras aparecen como formas lobuladas que limitan relieves positivos, con pendientes bruscas a un costado de la fractura y suaves en el otro; como también existen formas sigmoidales que cortan a otras estructuras y forman relieves negativos. Los sistemas o familias de fracturas han sido categorizadas según una orientación preferencial, ya que comparten en muchos casos direcciones similares. Además, suelen compartir relaciones de corte, siendo cortadas por otras familias o estas mismas cortan a otras.

4.2.3. Diagramas

Los diagramas de frecuencia suavizadas fueron obtenidos extrayendo los datos de longitud en kilómetros y las direcciones en grados de cada fractura, en base a la obtención de sus coordenadas X e Y, con la herramienta “calculadora” del programa Qgis (<https://qgis.org>). El ruido estadístico fue procesado a través del programa Excel realizando lo que se denomina “promedio en ventanas rodantes”, método desarrollado por Wise y McCrory (1982). Así, se obtuvo un diagrama de frecuencia con intervalos de 1° entre 0 a 180. La obtención de los diagramas en rosas fue procesada en el programa Stereonet (Allmendinger, 2014); cuyos datos fueron duplicados para obtener un diagrama simétrico. Cada barra tiene un intervalo de 5°, estos fueron realizados para cada sistema definido y para la totalidad de las fracturas. Por último, el mapa de

densidad se deriva de la obtención de los centroides de cada falla, a través del programa ArcMap, posteriormente estos son exportados a otro programa de análisis estadístico llamado CRIMESTAT (<https://www.icpsr.umich.edu/CrimeStat/>); dicho programa entrega una celda que es dividida en columnas y filas según las especificaciones del usuario. Esta se vuelve a proyectar en ArcMap, el cual entrega un mapa de densidades según el cálculo de la ubicación del centroide por área de cada polígono de la celda.

5. Contexto geológico

Marte es uno de los últimos planetas interiores del sistema solar, y el cuarto planeta rocoso, es decir, un planeta con abundancia en silicatos. Su edad ha sido estimada en 4.6 Ga y posee un radio de 3.389,5 km, casi la mitad que el de la Tierra ($r = 6.378$ km). Además, la densidad de la corteza marciana ha sido estimada en $2.582 \pm 209 \text{ Kg/m}^3$ (Goossens *et al.*, 2017) y posee una elevación máxima de 22,22 km y una depresión máxima de 8,2 km (Carr, 2007). Una característica importante que se debe considerar es que la aceleración de la gravedad es un tercio en relación con la de la Tierra, esta alcanza unos $3,7 \text{ m/s}^2$.

La escala de tiempo geológico ha sido definida a través de mapeo a escala regional y global, en donde se han establecido las edades relativas de su superficie en base a superposición, transectos, morfología, y otras relaciones y características (Tanaka y Hartmann, 2016). Como resultado la actividad geológica de Marte ha sido dividida en cuatro grandes períodos (Anexo II): a) Período Pre-Noeico b) Período Noeico, c) Período Hespérico, d) Período Amazónico.

A grandes rasgos el trabajo de Tanaka y Hartmann (2016) describe que el período Pre-Noeico representa los inicios de la actividad en Marte, de la cual no existen afloramientos reconocidos. El Noeico está representado por un intenso bombardeo de meteoritos, se forman cuencas por impactos, extensas planicies con craterización, y llanuras intercrateriales producto de la deposición fluvial y posiblemente volcánica, donde la atmósfera habría sido más densa y cálida, y en la que el flujo de calor era más alto. El período Hespérico se caracteriza por una menor densidad de los cráteres, pero con un extenso volcanismo, mientras que la actividad fluvial se hacía menos importante. A finales de este período se genera una capa gruesa de permafrost, debido al enfriamiento de la superficie, y la actividad fluvial ocurre como estallidos catastróficos de inundación, posiblemente iniciado por la actividad magmática. Por último, el período Amazónico, comienza con una remodelación expansiva de los terrenos del norte, probablemente por la sedimentación debida a un gran cuerpo de agua. A mediados y finales de este período existe una reducción en la actividad volcánica y de las escorrentías fluviales, junto con la deposición eólica y la erosión. Entre las características más recientes del planeta, se reconocen terrenos que han sido oxidados por la meteorización, además del estacional aumento y reducción del espesor de las mesetas polares (Anexo III).

5.1. Geología Regional

Existen trabajos que han buscado definir la historia geológica del área de estudio (Dohm *et al.*, 2001; Anderson *et al.*, 2004; Anguita *et al.*, 2006; Dohm *et al.*, 2009; Montgomery *et al.*, 2009), así como también la edad relativa para las estructuras existentes en Claritas Fossae. Desde el Noeico Tardío, la actividad tectónica y los procesos erosionales a escala global, han tenido una significativa reducción (Dohm *et al.*, 2009; Tanaka y Hartmann, 2016). Gracias a esto,

la actividad paleotectónica ha sido ampliamente registrada en el material rocoso de la corteza de Marte.

La provincia volcánica de Tharsis es quizás uno de los mayores complejos volcanotectónicos de Marte. Esta provincia ha estado activa desde, al menos, el Noeico Medio. El alzamiento de Tharsis y el subsecuente alzamiento de Syria Planum, ha sido asociado a la actividad de una pluma mantélica (Montgomery *et al.*, 2009; Dohm *et al.*, 2009) de gran envergadura, la cual ha contribuido en gran medida, tanto volcánica como tectónicamente a la evolución geológica de Marte (Anderson *et al.*, 2004). El efecto de Tharsis sobre la corteza de Marte ha provocado la generación de estructuras geológicas sobredimensionadas en relación con la Tierra, como estructuras extensionales con escarpes que superan los mil metros, incluido Valle Marineris y sus canales asociados (Hebes, Echus, y Juventae Chasma) ubicados en la parte norte. Mientras que, al sur, estructuras contraccionales deforman los terrenos elevados de la región de Thaumasia (Thaumasia Highlands, Coprates Rise) (Fig. 1).

Asociado con el crecimiento de Tharsis existe un enorme sistema radial de fallas, ubicado en la rama suroccidental del complejo volcánico y que, a diferencia de otras regiones, posee un significativo registro de su actividad en un denso y bien conservado sistema de fallas con morfología de *horst* y *graben*, en los que incluso algunos sistemas pueden haber sido anteriores al crecimiento de Tharsis (Dohm *et al.*, 2009; Montgomery *et al.*, 2009). Este sistema se ubica en una zona de transtensión y desgarre, Claritas Fossae, en que la deformación extensional de Syria Planum y Noctis Labyrinthus se conecta lateralmente con una zona de elevación y acortamiento compresivo definido por cráteres truncados y cabalgamientos, a través de Coprates Rise y Thaumasia Highlands (Montgomery *et al.*, 2009).

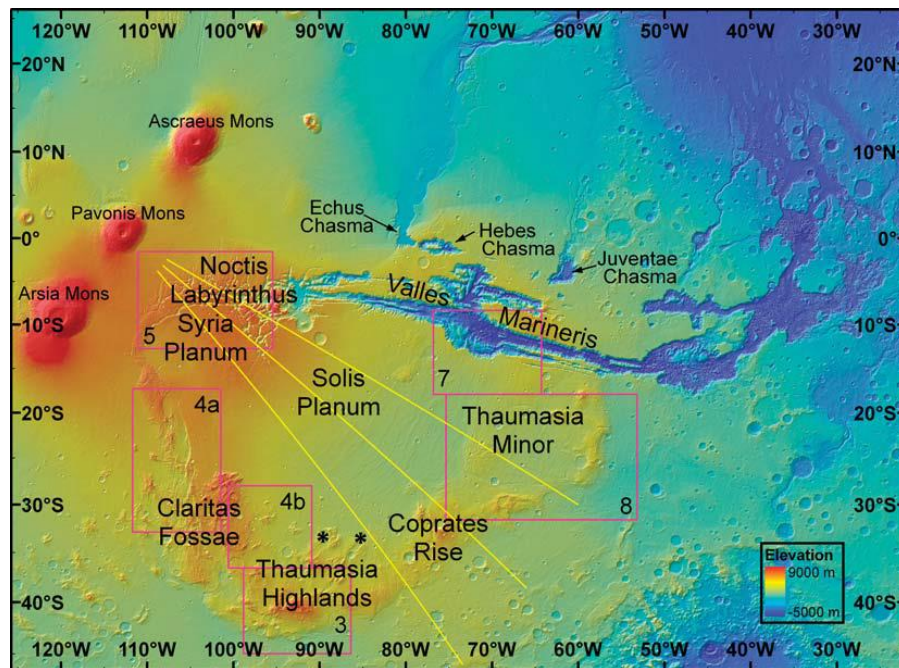


Figura 1: Mapa de relieve derivado de MOLA, donde se observa las principales estructuras geológicas y su toponimia. tomada de Montgomery *et al.* (2009).

Dohm *et al.* (2001) diferencia cinco etapas en la evolución estructural de Thaumasia (Anexo IV):

- 1) Noeico Temprano – Tardío: Emplazamiento de rocas más antiguas y formación de grandes cuencas de impacto. Comienzo de la formación de Thaumasia Plateau y Thaumasia Highlands.
- 2) Noeico Tardío – Hespérico Temprano: Disminución de impactos, desarrollo de la región de Thaumasia, formación de *grabens* y fallas, formación de un sistema de rift local.
- 3) Hespérico Temprano – Hespérico Medio: Desarrollo de Claritas Fossae y Thaumasia.
- 4) Hespérico Medio – Tardío: Extensas llanuras volcánicas y centros volcanotectónicos (Tharsis y Syria Planum).
- 5) Amazónico Temprano – Tardío: Emplazamiento de coladas de lava sobre las estructuras formadas.

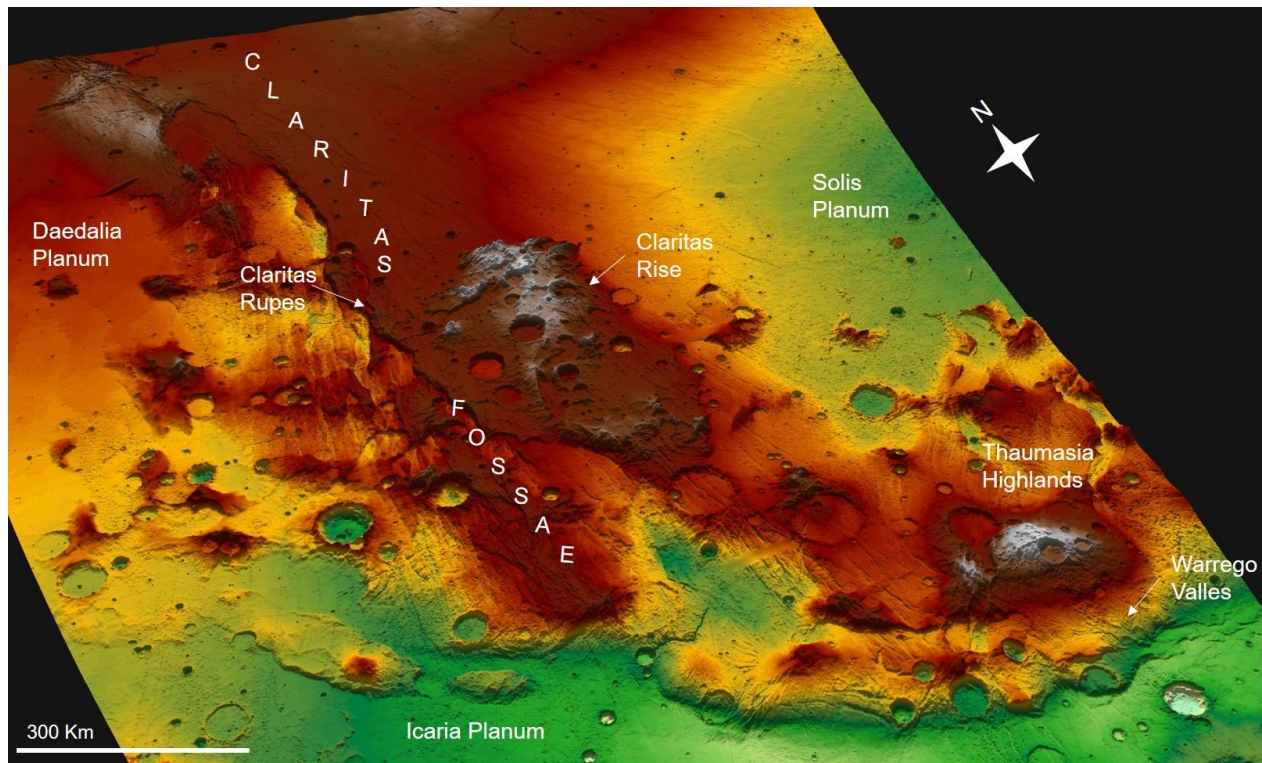


Figura 2: Mapa de relieve en 3D (base MOLA), con la toponimia del área de estudio. Se observa las diferencias en el relieve a ambos lados de Claritas Rupes. La alta craterización del terreno se contrasta al noreste por los depósitos de lava del Complejo Volcánico de Tharsis (Solis Planum). En cuanto a Claritas Rise, coherente con su antigua estratigrafía, la alta densidad de cráteres de impactos, y su compleja estructura, existe una posible anomalía magnética que podría indicar una actividad previa al alzamiento de Tharsis (Dohm *et al.*, 2009). Thaumasia Highlands posee firmas magnéticas que le asignan una actividad temprana en la evolución de Marte (Dohm *et al.*, 2009). Exageración vertical x10.

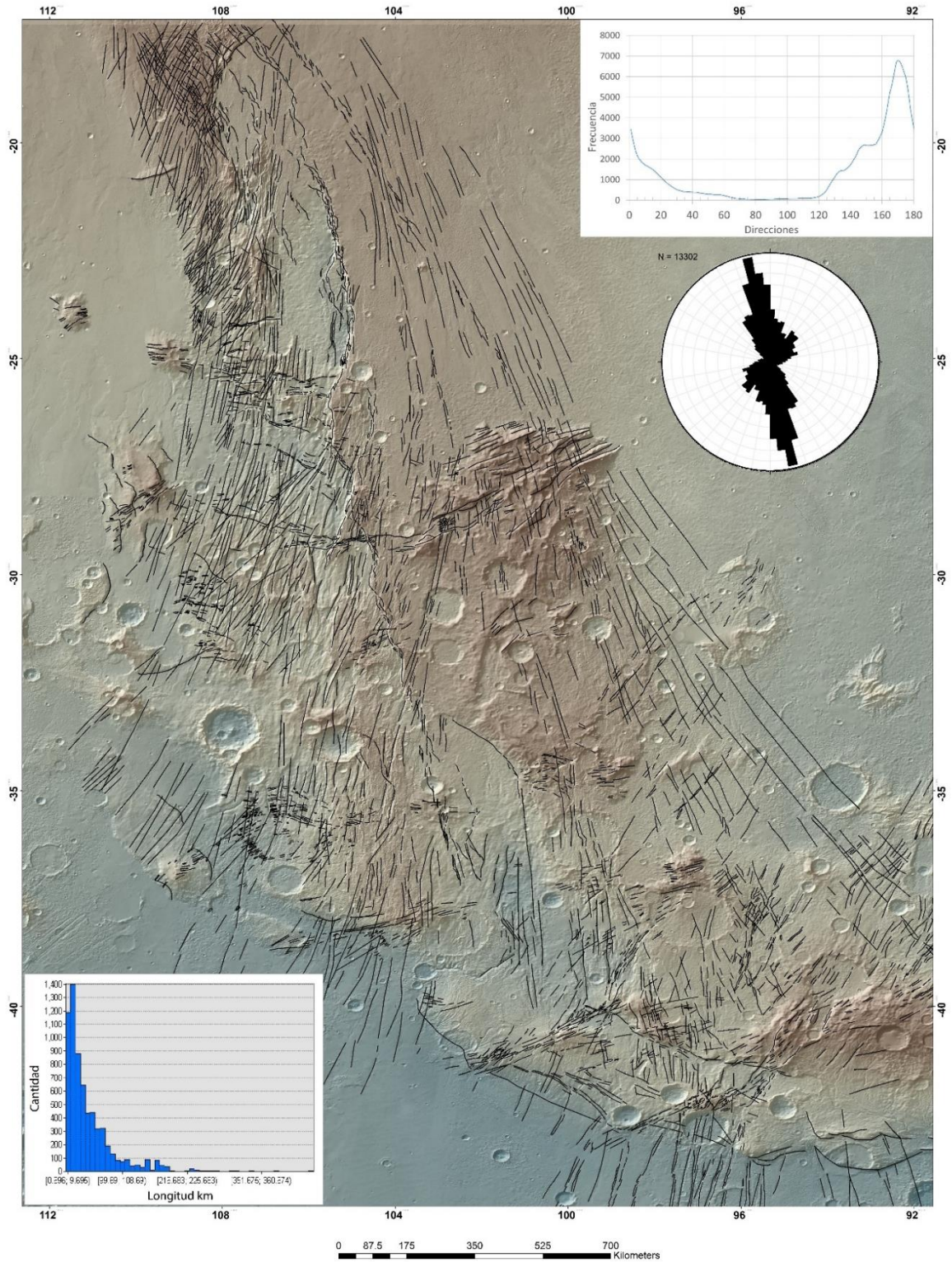


Figura 3: Mapa de distribución de elementos estructurales (base MOLA y THEMIS). Arriba a la derecha: diagrama de frecuencia suavizado, muestra la frecuencia de cada dirección (0° a 180°) obtenida para cada elemento. En el recuadro de abajo: diagrama en rosa, los datos han sido duplicados para una mejor visualización. Abajo izquierda: histograma que muestra la frecuencia con la que aparece una longitud en un intervalo determinado (en kilómetros).

5.2. Geología de Claritas Fossae

El área de estudio cuenta con una extensión de casi 1.700 km de largo y 1.000 km de ancho y se ubica en el hemisferio oeste de Marte, al sureste del cuadrángulo Phoenicis Lacus y al noroeste del cuadrángulo Thaumasia, en la rama occidental del Complejo Volcanotectónico de Tharsis. Sobre Claritas Fossae se encuentran diferentes morfologías (Fig. 2) y una de las más características es Claritas Rupes. Esta estructura corresponde a un importante accidente geográfico de orientación aproximadamente N-S, que forma una larga depresión, con escarpes de varios cientos de metros que pueden llegar a superar el kilómetro de diferencia entre un terreno y el otro. Esta estructura geológica divide el área en dos partes, una oriental y otra occidental. En general, se puede observar que la zona oriental posee los terrenos con mayor elevación (Fig. 2), superando los 7.000 metros de altitud, y estos se ubican en la zona central y sur del área. Mientras que la zona occidental posee, en promedio, terrenos más bajos; aunque existen también zonas que alcanzan los 7.000 metros de altitud.

6. Resultados

El procesamiento de imágenes satelitales de alta resolución, a través del uso de las diferentes herramientas de análisis espacial contenidas en los programas de *software* que se han utilizado, han permitido identificar diferentes elementos: fracturas; fracturas cortadas y desplazadas por otras fracturas; cambios positivos y negativos del relieve; truncamientos; cuerpos rocosos disectados y desplazados; impactos, y grandes deslizamientos. Dichos elementos se han dividido en dos grandes grupos: elementos estructurales y elementos geomorfológicos. A continuación, pasaremos a revisar cada uno de ellos y las relaciones que comparten. Posteriormente, se presentará el análisis de direcciones.

6.1. Elementos estructurales

El total de elementos cartografiados a mano corresponde a 6.651 lineamientos (Fig. 3). En este apartado es necesario subdividir dichos elementos en fracturas contraccionales, fracturas extensionales y fracturas de desgarre. Estas últimas pueden aparecer bajo regímenes transtensivos o transpresivos. Cada una de estas fracturas posee características diferentes que permiten su identificación; además, actúan con diferentes estilos de deformación sobre el relieve. En el apartado 6.2. se presentarán las relaciones que estos elementos tienen.

6.1.1. Fracturas extensionales

Corresponden a aquellas que aparecen con mayor frecuencia en toda el área y las que suelen ser identificadas con mayor facilidad. Estas fracturas suelen ser lineamientos rectos sobre la superficie, presentando una marcada densidad en comparación a las fracturas contraccionales. Forman alternancias de relieves positivos y negativos, con escarpes de decenas a cientos de metros (algunos superan los mil metros).

Su distribución en el área es heterogénea. Pueden aparecer como fracturas conjugadas, densamente concentradas (Fig.4a). Algunas aparecen en grandes sistemas que suelen ser anchos y largos, que se alzan varios metros sobre el relieve y que a su vez generan grandes depresiones, y cuyos límites están bien definidos (Fig. 4.1b,2b). Existen también fracturas que

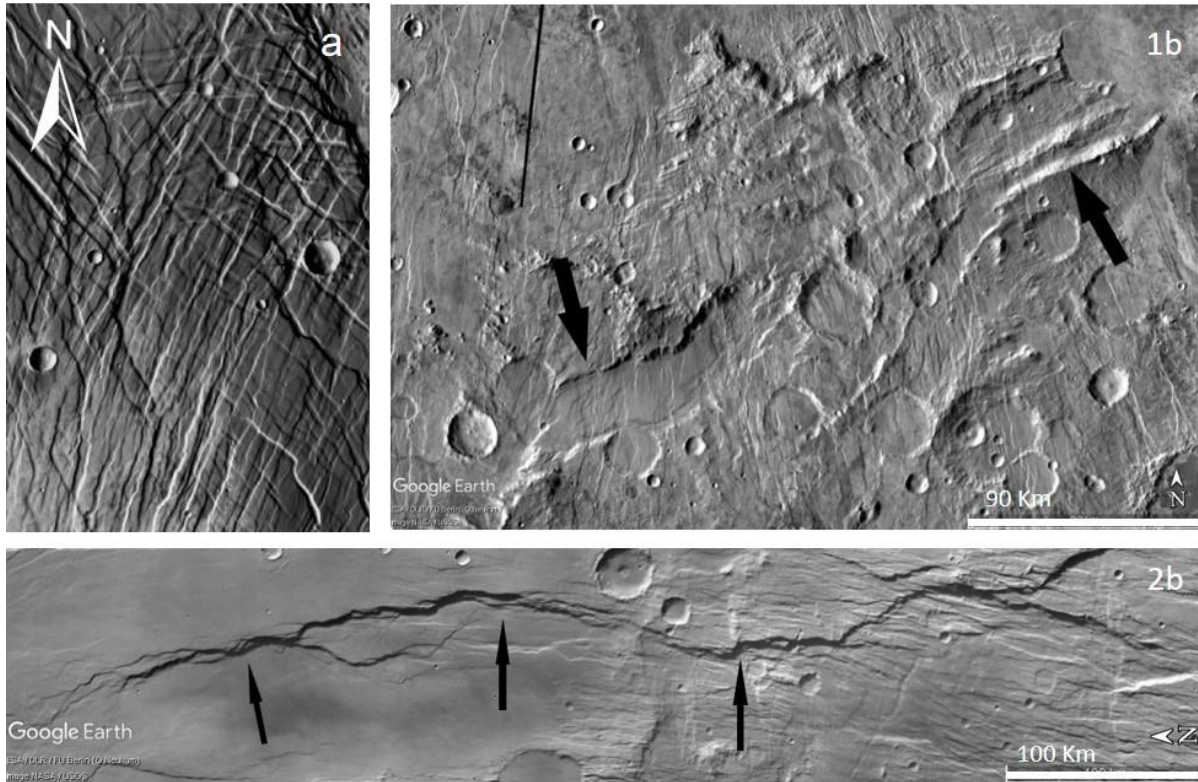


Figura 1: Diferentes expresiones de las estructuras extensionales. a) fracturas conjugadas al norte de Claritas Rupes, se observa también cómo un grupo de fracturas las cortan con orientación aproximadamente EW y NS. 1b) Claritas Rise, fracturas con escarpes bien definidos, y de desniveles que alcanzan los cientos de metros, en la parte derecha, el desnivel entre la parte más baja y la más alta, alcanzan los 2.000 m. 2b) Claritas Rupes, esta fractura es una de las más notorias de toda el área y puede superar los 900 km de largo, los escarpes alcanzan los 1.000 metros.

pueden presentarse en formas continuas y estrechas, que alcanzan varios cientos de kilómetros y cortan a lo largo de toda el área de estudio (Fig. 4c). Otras son partes de sistemas más acotados, con estructuras más estrechas y escarpes menos marcados (Fig. 4d). Por último, existen estructuras que cortan y desplazan a otras, al igual que a algunos impactos de meteoritos (Fig. 4f).

6.1.2. Fracturas contraccionales

Estas, a diferencia de las fracturas extensionales, no son tan abundantes. Se reconocen esencialmente por presentar un escarpe lobulado (Fig. 5a, b), suelen ser líneas continuas y bien definidas en la superficie. Forman siempre relieves positivos en la parte cóncava de la estructura, por lo que se reconocen por una fuerte pendiente en el escarpe seguido de una pendiente más suavizada. Los escarpes pueden ser de decenas de metros e incluso superar los mil metros.

Su distribución en el mapa es heterogénea. Pueden aparecer generando el truncamiento de antiguos cráteres (Fig. 5c), lo que evidencia acortamiento y, al igual que las anteriores, estas fracturas pueden ser a su vez cortadas por otras. En algunos sectores incluso se puede ver un aparente colapso en el frente de la estructura, posiblemente por inestabilidad del material rocoso. Por último, gracias a las imágenes tridimensionales obtenidas con Arcscene, se observa un aumento constante en el relieve que define una continuidad coherente con la estructura en todo el borde sur del área de estudio (Fig. 5d), aun si no se observa una traza clara de la fractura.

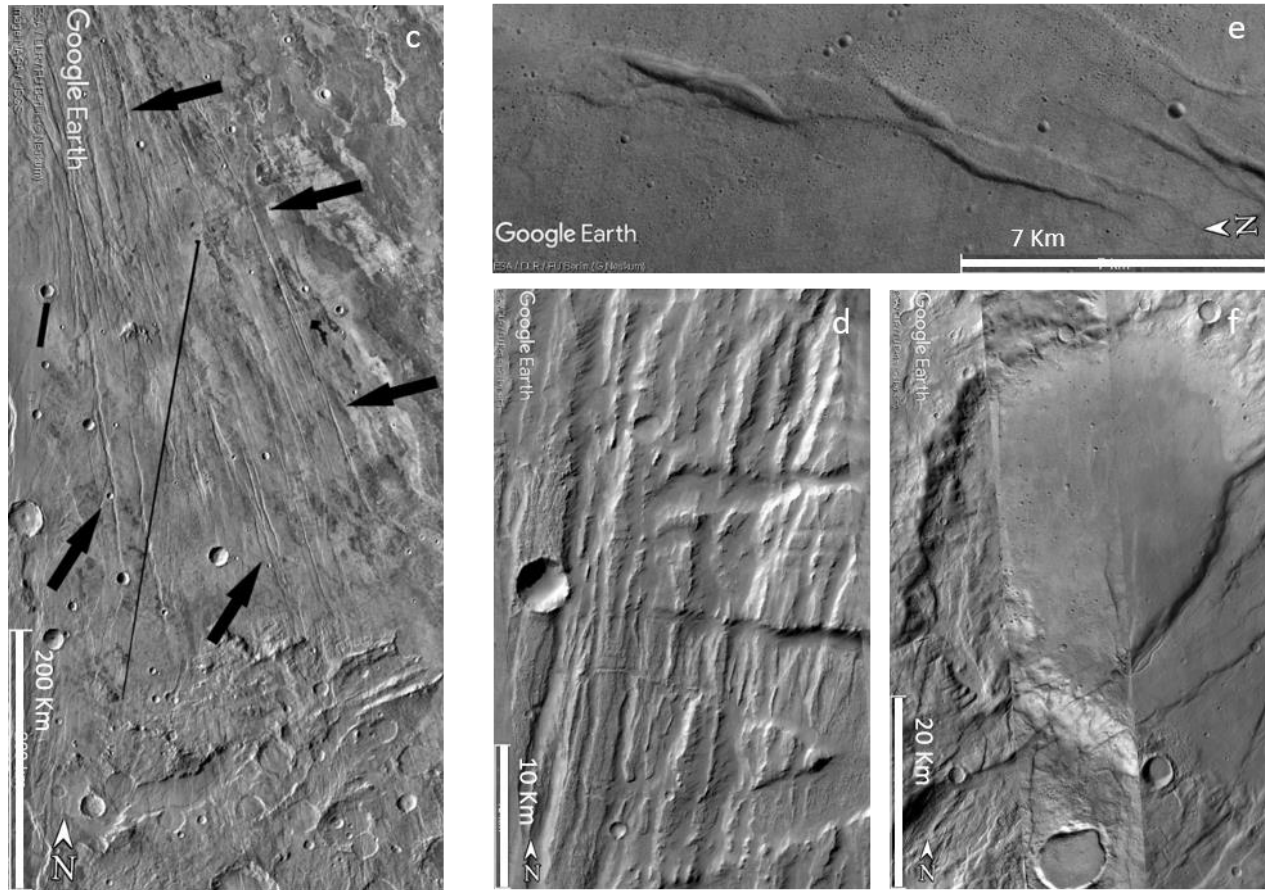


Figura 4 (continuación): c) (abajo, Claritas Rise) fracturas estrechas de extensas longitudes, suelen distribuirse en abanico. d) noroeste de Claritas Rise, este de Daedalia Planum. Sistemas de fracturas de escala menor, alternan constantemente, relieves altos y bajos, y sus escarpes alcanzan unas decenas de metros. e) Icaria Planum, zonas de dilatación en forma sigmoidal, movimiento dextral. f) cráter de radio kilométrico cortado por fracturas extensionales.

6.1.3. Fracturas de desgarre

Son abundantes en toda el área, pero son más comunes en la zona sur. Pueden ser dextrales o sinestrales. El espaciado entre ellas es métrico a kilométrico, y forman relieves positivos y negativos. Las cuencas, de forma romboédrica o sigmoidal, que se formarían bajo un régimen transtensivo alcanzan anchuras de un kilómetro (Fig. 4e); del mismo modo, los bloques elevados en zonas transpresivas alcanzan el kilómetro de anchura (Fig. 9e). En algunos casos parecen ser el desarrollo de fracturas secundarias de un sistema mayor, formando ángulos de $\sim 30^\circ$; y ángulos entre $\sim 40^\circ$ - 45° (Fig. 7: Sistema Suroriental 1 y Sistema Sur 1; Fig. 9e). En su mayoría se observan como sistemas de fracturas de longitud kilométrica. Sin embargo, en la zona noroccidental existe una estructura aislada, de longitud kilométrica y orientación \sim NNW-SSE (Fig. 7: fracturas de desgarre dextral).

6.1.4. Elementos geomorfológicos

En el presente trabajo solo se tratarán dos estructuras características: una de ellas es la craterización y el segundo corresponde a un deslizamiento de gran envergadura.

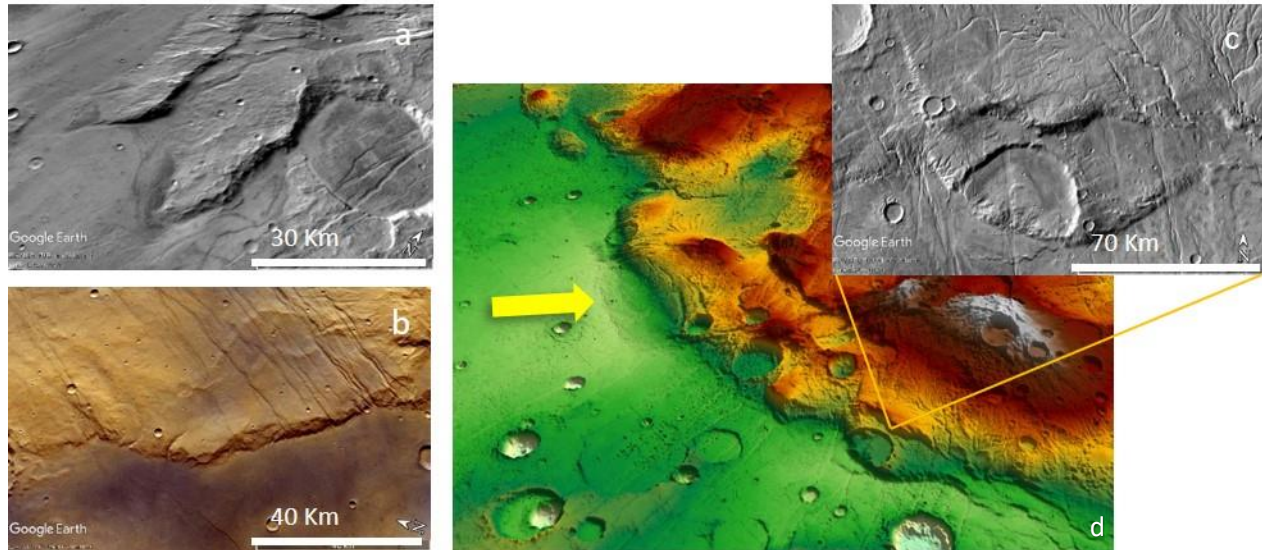


Figura 5: a y b) Escarpe lobulado típico. c) truncamiento de un cráter en Warrego Valles. d) modelo 3D, se observa la continuidad de las estructuras contraccionales. Flecha amarilla: deslizamiento superficial en el frente del escarpe. Exageración vertical x15.

Uno de los elementos más característicos del área de estudio son los impactos de meteoritos (Fig. 6a). Estos se distribuyen por toda la región, pero suelen prevalecer en aquellas zonas donde el relieve es alto, en terrenos cada vez más bajos son menos frecuentes. Notoriamente desaparecen en los terrenos de Daedalia, Solis e Icaria Planum. Estos modelan el paisaje y han sido zonas de acumulación de sedimentos (Fig. 6b). Los cráteres se observan constantemente deformados o cortados por la actividad tectónica.

La segunda y última estructura es un posible deslizamiento (Fig. 5d) de gran envergadura al sur del área de estudio. Posee una extensión de casi 145 km y un desnivel de aproximadamente 2.000 metros medidos en la vertical. Existen fracturas extensionales que son paralelas a la estructura y que se ubican en la parte más alta, estas evidencian extensión del material rocoso. El posible colapso de material coincide con un terreno que ha sido elevado y se ubica precisamente en su margen.

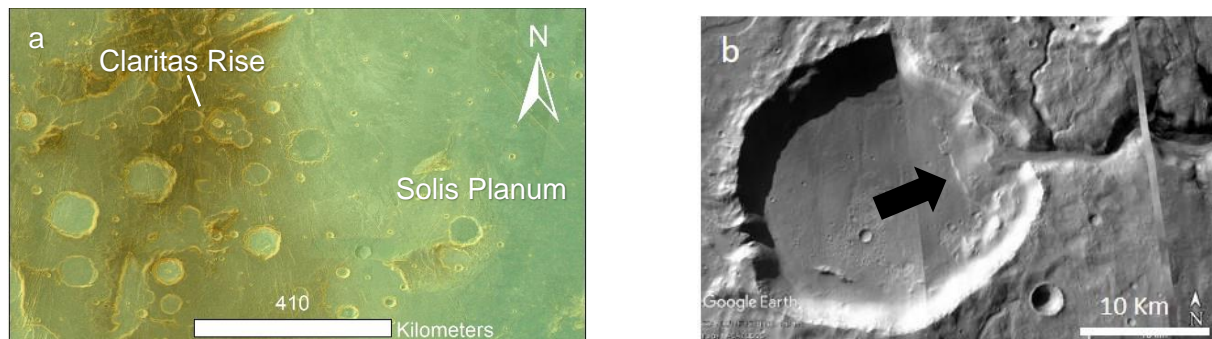


Figura 6: a) Cambio de densidad en los impactos; a la izquierda terrenos elevados; a la derecha terrenos bajos cubiertos por depósitos volcánicos. b) Acumulación de sedimentos fluviales en un cráter; a la derecha se observa un drenaje.

6.2. Sistemas de fracturas

En el apartado anterior se presentaron diferentes ejemplos de la configuración de las fracturas encontradas en el área de estudio. La heterogeneidad en las orientaciones de estas fracturas es notoria, así como difiere también en: sus longitudes, la magnitud en que deforman la topografía, sus morfologías, las diferencias entre sus escarpes, las relaciones de corte entre ellas, las relaciones de corte con la craterización, si es que están o no cubiertas por deposición de material y su ubicación. Es por esto por lo que, para su adecuada interpretación, se vuelve necesario hacer una categorización de estas, derivando en la agrupación de las fracturas en sistemas, según las características mencionadas anteriormente.

Un total de 10 sistemas han sido diferenciados, estos son presentados en la figura 7. Además, existen dos grupos denominados como “fracturas”, debido a que son estructuras más dispersas y particulares. Dichos sistemas corresponden a los siguiente, desde norte a sur y de oeste a este: Sistema Occidental, Sistema Transtensional, Fracturas de desgarre (dextral), Sistema Oriental, Sistema Central, Fracturas Inversas, Sistema Noroccidental, Sistema Centro-sur, Sistema Sur 1, Sistema Sur 2, Sistema Suroriental 1 y Sistema Suroriental 2.

6.3. Análisis de direcciones

Para el análisis de direcciones se han extraído los datos de estas a través del programa Qgis, que luego fueron tratados en Excel (duplicación de datos) y posteriormente procesados por el programa Stereonet. En este se establecieron diagramas en rosa para la totalidad de los elementos estructurales (Fig. 3) y para cada sistema definido anteriormente (Fig. 7). Para obtener los datos de direcciones, el programa Qgis toma las coordenadas X e Y del punto inicial y del final de las polilíneas trazadas. Luego promedia una línea entre ambos puntos y obtiene una dirección, esta dirección se mide de 0° a 360° respecto al norte. Por lo tanto, si suponemos una polilínea cualquiera orientada E-W, este puede tener dos medidas según donde se halla comenzado dicha polilínea, así podremos tener dos direcciones posibles, 90° o 270°. Esto se soluciona con el programa Excel restando aquellos valores que sean mayores a 180 y restándolos por este (180), mientras aquellos valores menores a 180 se mantienen iguales. Esto resulta en una duplicación de los datos, los cuales son plotados en diagrama en rosa, a través de Stereonet, en intervalos de 5° para una mejor visualización.

El diagrama en rosa para la totalidad de los datos (Fig. 3), indica que, la mayoría de las estructuras presentan una dirección preferencial entre los 165°-170° respecto al norte, esto evidencia una orientación NNW-SSE de las fracturas. Por otro lado, los diagramas en rosa para cada sistema (Fig. 7), ayudan a visualizar de mejor manera la heterogeneidad en las direcciones de las estructuras a lo largo del área de estudio; aunque existen direcciones que parecen ser similares. Así para cada sistema se define una orientación preferente (tabla 1).

Tabla 1: Se muestran las orientaciones según las direcciones de cada sistema. Dirección entre 0° y 180°.

Sistema	Occidental	Transtensional	Oriental	Central	Nor-occidental	Centro-Sur	Sur 1	Sur 2	Sur oriental 1
Dirección	0-20 165-170	150-170	145-160	65-80	25-35	35-50	35-55	95-110	5-20
Orientación	NNE-SSW NNW-SSE	NNW-SSE	NNW-SSE	ENE-WSW	NE-SW	ENE-WSW	ENE-WSW	WNW-ESE	NNE-SSW

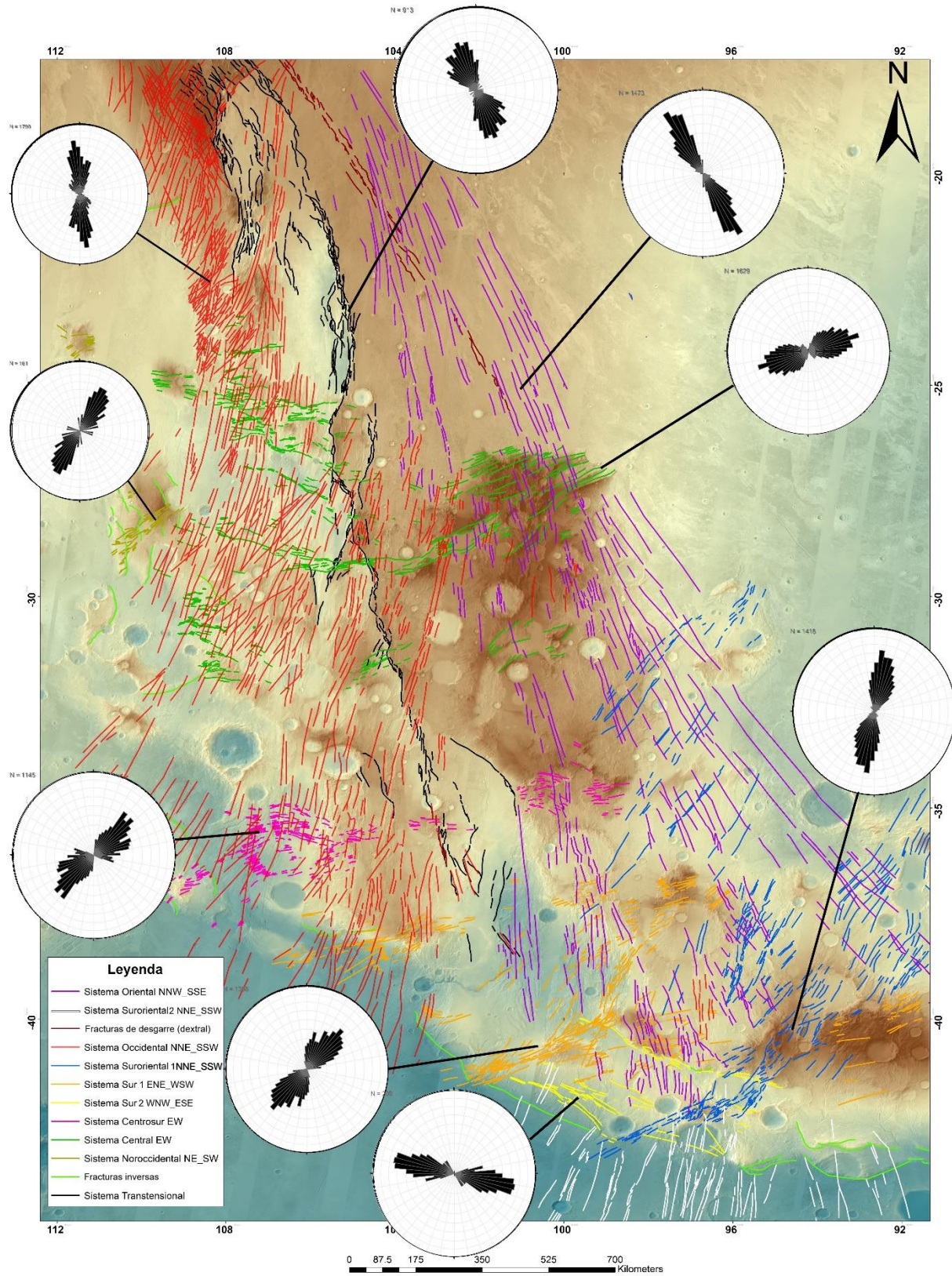


Figura 7: Mapa de distribución de fallas agrupadas por colores según Sistema o Fractura (base MOLA, THEMIS). Los diagramas en rosa representan las direcciones de sus respectivos sistemas, en ningún caso indican el lugar específico desde donde se sacaron los datos.

Sumado a los datos direccionales, se extrajeron también, a través del programa ArcMap 10.3, la longitud en kilómetros de cada polilínea. Posteriormente, en el mismo programa se utilizó la herramienta de gráficos para generar un histograma, con un número de intervalos de 50, con el valor “Cantidad” en las ordenadas, y el valor “Longitud km” en las abscisas. Este gráfico (Fig. 3) indica la frecuencia con la que aparece una longitud; esta, se mide en kilómetros en la polilínea, entendiéndose desde su principio a su final. La máxima frecuencia corresponde a 1.398 elementos en un intervalo de (9,695 – 18,695) km. La longitud mínima es 0,696 km, mientras que la máxima corresponde a 450,696 km. La suma de las longitudes da un total de 279.745,719 km, mientras que la media está en 42,073352 km con una desviación estándar de 46,359 km.

Se observa que las mayores frecuencias están en los intervalos que representan longitudes más pequeñas, y luego disminuyen a medida que aumentan. Esto es debido a cómo se mapean los diferentes elementos y, en ciertos casos, el mapeo ha sido realizado con mayor detalle, para definir con cautela la geometría de la estructura. En otros, debido a que son menos relevantes, poseen grandes extensiones o se distribuyen con una densidad que a la escala elegida provocarían confusión, se han mapeado con menos detalle, uniendo muchas veces varias discontinuidades.

Sumando los datos de direcciones y longitudes, se confeccionó a través de Excel, un diagrama de frecuencia suavizado, a través del método de “promedio en ventanas rodantes” (Wise y McCrory, 1982; Arlegui, 1996), tanto para la totalidad de datos (Fig. 3), como para cada Sistema (Anexo V). Estos muestran la frecuencia con la que una longitud aparece, con un intervalo de 1°, en una dirección determinada (desde 0° a 180°).

Los resultados para la totalidad de fracturas indican que, la mayor frecuencia de longitudes tiene un pico entorno a los 170°, luego a los 0° y un tercero a los 150°. Los resultados, para cada Sistema, muestran que los picos entorno a los 165°-175°, son ocupados por el Sistema Occidental, principalmente, y el Sistema Suroriental 1; el sistema Oriental, posee un pico entre los 145°-155°; y, por último, el pico a los 0° corresponde al sistema Occidental (Anexo V).

Por último, se ha realizado un mapa de contornos de densidad (Anexo VI), usando el programa ArcMap 10.3 y Crimestat. La obtención de las áreas con mayor densidad de puntos (centroides) indican aquellas zonas donde existe mayor concentración de elementos estructurales. En este mapa se ha eliminado aquella densidad menor al valor 0,005222, con el fin de eliminar datos que son constantes, y así ubicarlos sobre un mapa de relieve para una mejor interpretación. En el mapa se distinguen claramente tres zonas con mayor densidad de fracturas, una en la parte superior izquierda del mapa, otra en el centro y una última en la parte inferior izquierda. Es importante destacar que, el programa coge la longitud total de la polilínea, y calcula su mitad, definiendo un centroide en este punto. Tomando en cuenta esto, la representación en el espacio de una polilínea larga, o una polilínea muy corta, quedan igualmente representadas por un punto. Esto puede conducir a una errónea interpretación de los datos, si los elementos estructurales no han sido detalladamente definidos.

7. Interpretación

En un sentido general y en base a los resultados obtenidos en este trabajo, podemos interpretar que el área de estudio ha tenido una compleja evolución tectónica y geológica. Según

lo que se conoce sobre la historia de Marte, en la zona mapeada existen terrenos, al menos, del Noeico Temprano; aunque probablemente existen materiales con una edad más antigua, pre-Noeica. Esto queda evidenciado por zonas con terrenos elevados donde se presenta una densa craterización, y la existencia de terrenos con antiguos impactos que han sufrido una fuerte erosión, o han sido disectados por fracturas de diferentes orientaciones, registrando así la actividad tectónica (Fig. 8). Sumado a esto, las imágenes satelitales muestran terrenos con bastante rugosidad y de material indiferenciado (Fig. 2; Fig. 4.1b y Fig. 8). Por otro lado, existen terrenos de planicies suaves, donde el relieve es escaso o nulo, cuyos materiales suelen depositarse sobre otras estructuras y en las que no se registra actividad tectónica. Además, estas planicies suelen ocupar las zonas menos elevadas del área (Fig. 2 y Fig. 6a). Estos terrenos representarían los materiales más modernos. Dicho esto, lo siguiente es tratar la interpretación de los elementos estructurales. Las primeras en ser discutidas serán las fracturas extensionales.

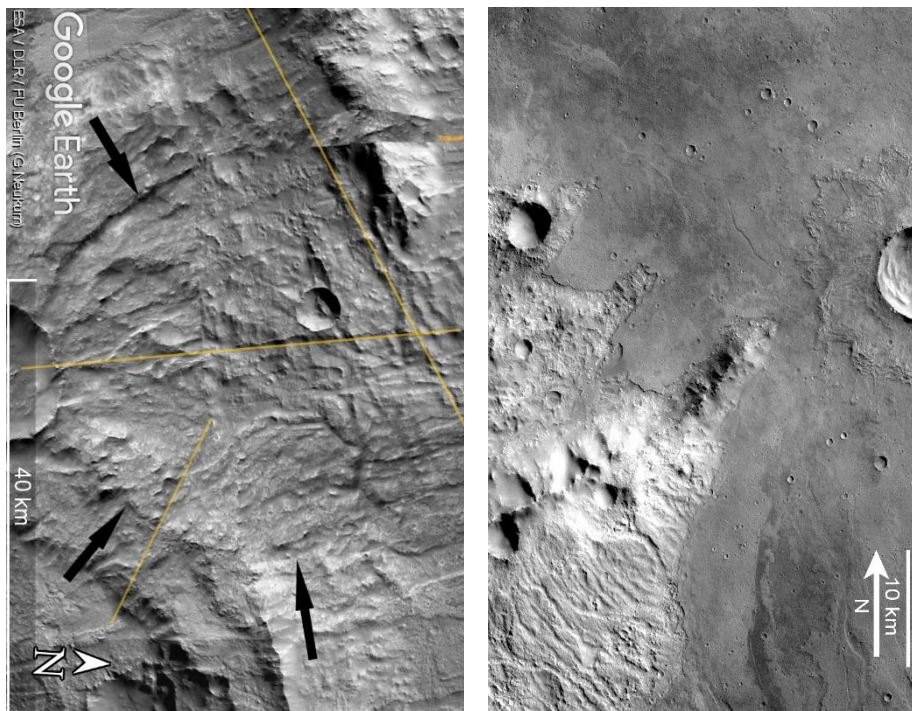


Figura 8: Contraste entre rugosidades. (Izquierda) Las flechas indican el límite de un impacto remanente en la zona de Claritas Rise. Se observa la rugosidad característica de estos terrenos antiguos. También se observa que existen fracturas con diferentes orientaciones que lo cortan (líneas amarillas). (Derecha) depósitos de lava sobre Claritas Rise (HIRISE).

En el capítulo 6.1.1. ya se han explicado las principales características de estas fracturas. Como resultado del estudio de su geometría y morfología, podemos señalar que estás fracturas corresponden a fallas de tipo extensional. Específicamente, estás fallas son interpretadas como fallas normales, las cuales pueden combinarse para dar origen a diferentes tipos de estructuras tectónicas. Estás pueden ser (Fig. 9): sistemas conjugados de fallas; sistemas de *rift*, sistemas de *horst* y *graben*, y sistemas de *semi-graben*. Existe una estructura en particular, denominada Claritas Rupes, que posee fracturas homologables al modelo de Riedel para fallas de desgarre (Fig. 9e). Sin embargo, esta estructura presenta una geometría de *semi-graben*, con un escarpe de hasta 1.000 metros, que se ha interpretado como una falla normal (Fig. 4.2b). Esta situación, indicaría una reactivación normal, de una falla de desgarre de movimiento dextral predecesora.

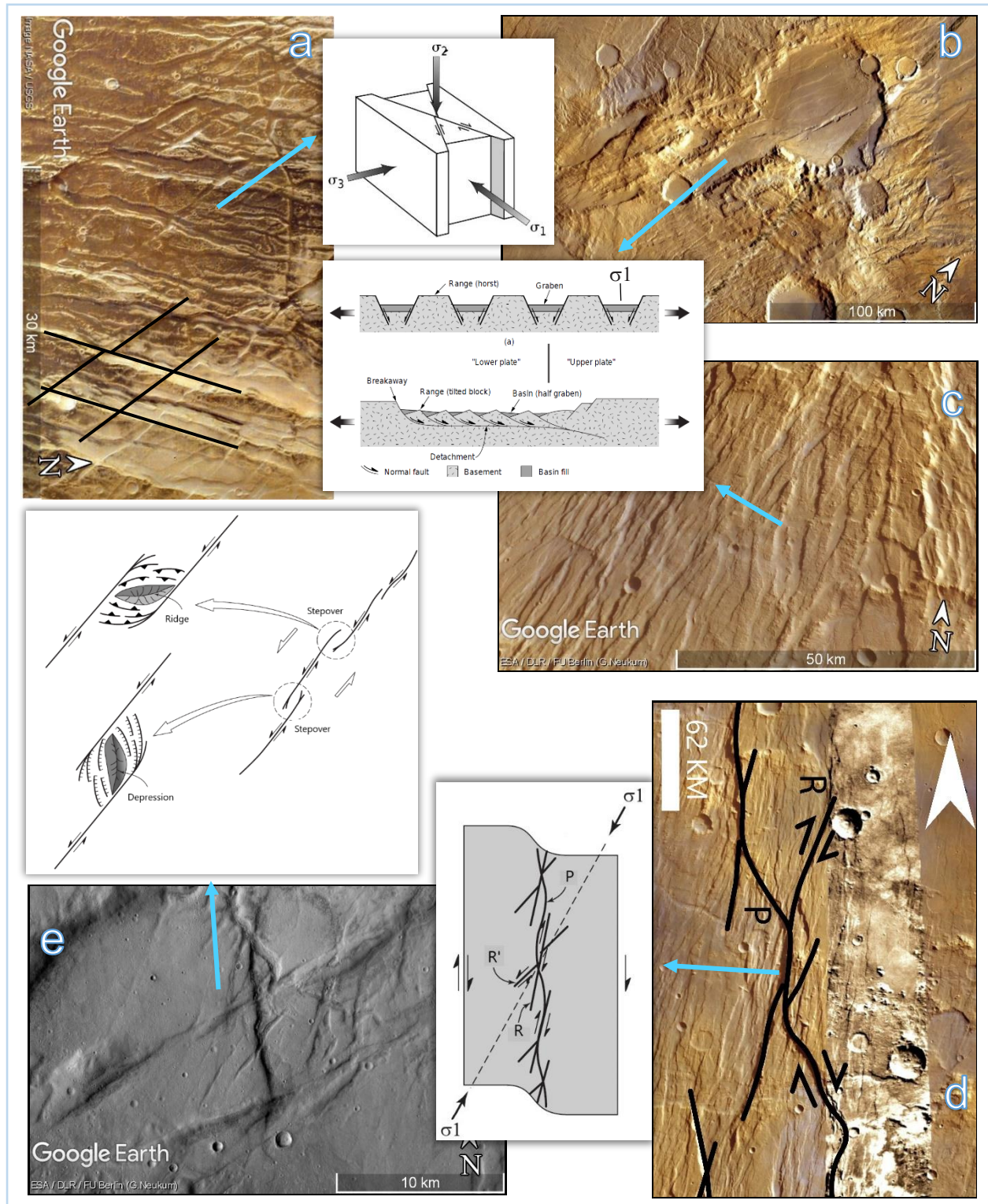


Figura 9: Lámina en donde se resumen las principales estructuras extensionales y sus homologaciones con algunos modelos como el de Anderson y Riedel: a) Sistemas de fallas conjugadas (norte de Claritas Rupes); b) sistemas de rift (Claritas Rise); c) sistemas de semi-graben y horst-graben (oeste de Claritas Rise); d) falla de desgarre con reactivación normal (segmento de Claritas Rupes); y e) cuencas de pull-apart y pop-ups, con régimen transtensional y transpresivo (oeste Warrego Valles). Esquemas tomados de Van der Pluijm y Marshak (2004).

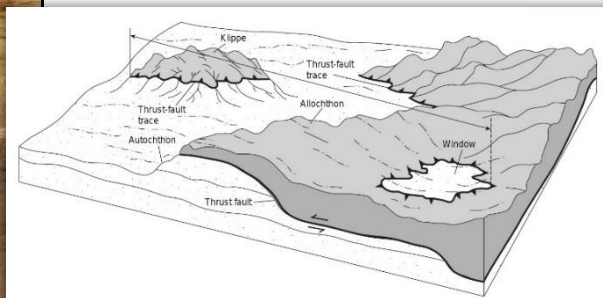
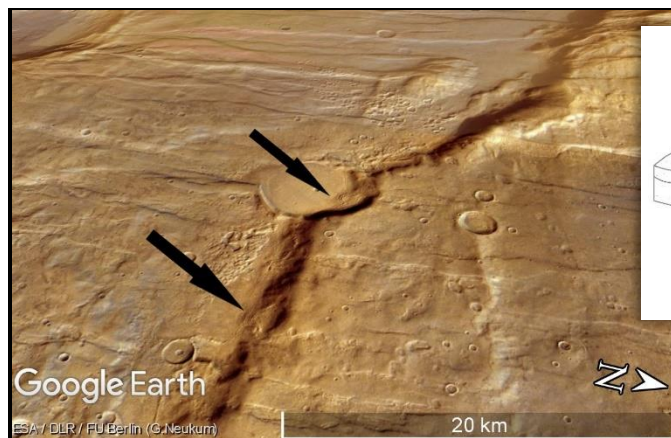


Figura 10: Posible cabalgamiento al oeste de Warrego Valles, las flechas indican deslizamiento en el frente. Esquema tomado de Van der Pluijm y Marshak (2004).

Con respecto a las fracturas contraccionales, sus principales características ya han sido tratadas en el apartado 6.1.2., por lo que, considerando los resultados obtenidos de su geometría y morfología, estas han sido interpretados como fallas inversas de bajo ángulo, también conocidas como fallas cabalgantes, o simplemente cabalgamientos, y representan esfuerzos constrictivos, es decir, son característicos de tectónica compresiva (Fig. 10).

Por último, las fracturas de desgarre, que han sido tratadas en el apartado 6.1.3, son interpretadas como fallas de desgarre de tipo dextral (Fig. 9d) o sinistral (Fig. 9e), que aparecen bajo un régimen transtensivo o transpresivo. Estas forman, cuencas de *pull-apart* (Fig. 4e; Fig. 9e) y *pop-ups* o *ridges* (Fig. 9e), respectivamente. Además, en casos como Claritas Rupes (Fig. 9d), o en la zona sur del área (Fig. 9e), es posible observar que estas fallas corresponden a fracturas de tipo R, R' y P. Esto permite reconstruir la orientación aproximada de σ_1 .

Usando como base las fallas mapeadas, sus relaciones de corte, las imágenes THEMIS, Google Mars, y el mapa con la escala de tiempo geológico de la región de Thaumasia (Dohm *et al.*, 2001) (Anexo VII); en este trabajo se propone las siguientes edades relativas para los sistemas y grupos de fallas definidos, desde más antiguo a más moderno: 1) Fracturas inversas: Warrego Valles presenta una actividad al menos del Noeico Medio, sus drenajes cortan a estos cabalgamientos (Fig. 5c; Fig. 13; Anexo IV). 2) Sistema Sur 2: posible colapso en bloques del frente cabalgante. Cortado por sistemas más modernos (Fig. 5d; Fig. 7). 3) Sistema Noroccidental: Corta a cabalgamientos y material del Noeico Temprano. Cubierto por materiales del Noeico Tardío (Anexo VIII.A). 4) Sistema Centro Sur: corta materiales del Noeico Tardío. Es cortado por el Sistema Occidental (Fig. 7). El segmento más oriental es cubierto por material del Noeico Tardío (Anexo VIII.B), posiblemente sea más antiguo (Noeico Temprano). 5) Sistema Sur 1: corta material del Noeico Tardío. Cubierto por material del Hespérico Medio (Anexo VIII.C). Las orientaciones de este con el Sistema Centro Sur son similares, al igual que sus estructuras. 6) Sistema Sur Oriental 1: corta al sistema anterior. Es cortado por el sistema Sur Oriental 2 (Fig. 7). 7) Sistema Sur Oriental 2: corta al sistema anterior. Es cubierto por material del Hespérico Medio (Anexo VIII.C). 8) Sistema Central: Corta a materiales del Noeico Temprano y es cubierto por materiales del Hespérico Tardío superior (Anexo VIII.D). 9) Sistema Occidental: corta a los sistemas anteriores. Es cortado por el Sistema Transtensional (Fig. 7). No se observa que corten materiales más modernos que el Hespérico Tardío (Anexo VIII.E). 10) Sistema Transtensional:

corta los sistemas anteriores; corta a materiales del Hespérico Tardío (Anexo VIII.E). 11) Sistema Oriental: Corta al Sistema Occidental. Probablemente tenga relación con el sistema anterior; cinemática y orientación similar (Fig. 7). 12) Falla de desgarre: esta corta a las anteriores (Fig. 7).

En base a los diagramas en rosa y los diagramas de frecuencia suavizados (Fig. 7 y Anexo V), sumado a la cinemática de las estructuras, sus edades relativas, y las aproximadas posiciones de σ_1 (Fig. 9), se interpretan diferentes tipos de deformación, que representan una tectónica heterogénea. En cuanto a la temporalidad de estos esfuerzos tectónicos, debido a la extensa historia geológica del área (al menos 1.500 Ma), y la dificultad de un estudio detallado, lo más probable es que las etapas de esfuerzos tectónicos compresivos, las etapas con esfuerzos de cizalla, y las con esfuerzos tensionales, han existido en más de un período. En este sentido, por ejemplo, existen zonas cuyas estructuras son formadas por esfuerzos de cizalla y que posteriormente evolucionan a estructuras formadas bajo esfuerzos tensionales (Fig. 9d). Como también, existen estructuras más modernas (Fig. 7), que han sido formadas bajo un régimen de cizalla (pero con una orientación diferente), que ponen en evidencia la presencia de este tipo de esfuerzo. De todos modos, en este trabajo, se interpreta que una primera etapa, con esfuerzos compresivos, pudo dar a lugar a la estructura cabalgante de la zona sur del área de estudio.

8. Comparación de las estructuras tectónicas: Tierra – Marte.

8.1. Santa Catalina-Cruz Ridge Fault y Sistema de Fallas de Atacama (SFA)

En el área de estudio, una de las mayores estructuras observables a simple vista es, Claritas Rupes. Esta estructura de casi 1.000 km de largo, cuyos escarpes alcanzan los cientos de metros y de orientación aproximadamente NS, posee una típica morfología de *semi-graben*. Sin embargo, se reconocen también fracturas que podrían indicar la existencia de una falla de desgarre con componente dextral, la cual sería más antigua (Fig. 4.2b; Fig. 7; Fig. 9d y Fig. 11). Esta falla, antecesora, podría haber tenido una reactivación normal, dando lugar a la actual estructura.

Para su comparación, se ha elegido un segmento del sistema de fallas de San Clemente, ubicado en California, USA. Este sistema de fallas de San Clemente acomoda una importante porción de deslizamiento dextral (Legg *et al.*, 2015). Podemos observar que, al igual que en un segmento de Claritas Rupes, existe una diferencia del relieve a una escala regional (este aumenta de altitud hacia la derecha en ambas imágenes). Además, existen estructuras a escala más local y de forma romboédrica, que generan cuencas de *pull-apart* y *pop-ups*. Por último, el patrón de fallas es similar en ambos casos. Por lo tanto, Claritas Rupes pudo haberse formado producto del movimiento de fallas, tanto en la horizontal, como en la vertical.

Otro ejemplo terrestre, aplicado a Claritas Rupes, es el sistema de fallas de Atacama (Fig. 11). Este sistema, de unos 1.000 km de longitud, fue resultado de la subducción oblicua durante el Jurásico-Cretácico Inferior de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. Este movimiento habría generado una extensa zona de cizalla de tipo sinistral (SFA) (Delouis *et al.*, 1998). Dicho sistema, habría experimentado el paso a un régimen tensional durante el Cenozoico, con la reactivación de fallas de desgarre a fallas normales (Delouis *et al.*, 1998). Es necesario aclarar que, esta reactivación normal, no ha sucedido de igual forma a lo largo de todo el SFA.

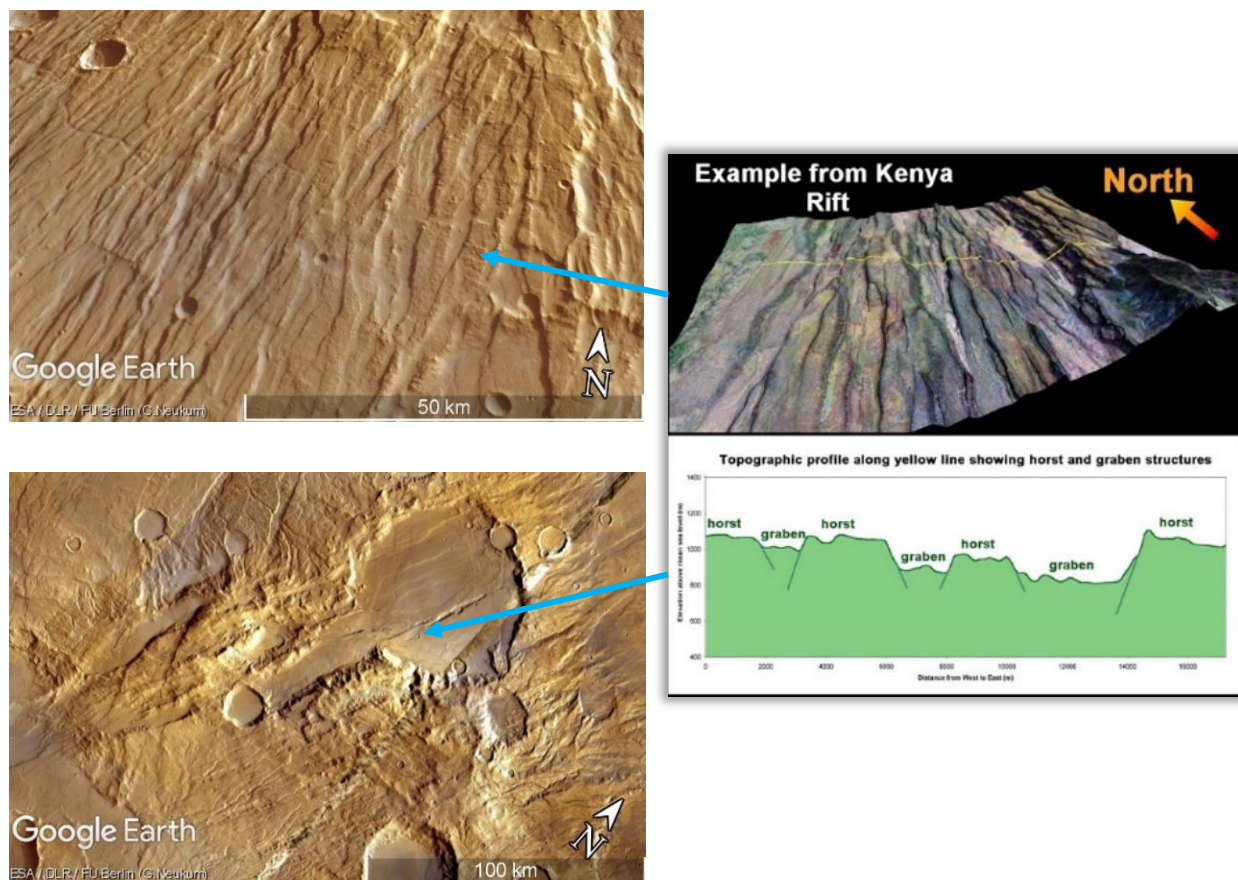


Figura 12: Se observan las principales morfologías en el EARS y su comparación con dos áreas de Marte. Imagen de la derecha tomada de (<https://geology.com/articles/east-africa-rift.shtml>).

Tanto en la región de Claritas Rise, como en Thaumasia Highlands y otras zonas del área de estudio, existen estructuras que comparten estas similitudes. Por lo que, lo más probable, es que las estructuras más grandes y con depresiones más anchas, hayan correspondido a antiguos sistemas de rift que evidencian una importante actividad extensiva y magmática.

8.3. Cordillera Cantábrica

Por último, en los trabajos de Anguita *et al.* (2006) se hace referencia de que las Thaumasia Highlands podría corresponder a cinturones orogénicos, similares a los que existen en la Tierra, debido a que en esta área existen estructuras compresivas que podrían generar elevación del terreno, pliegues y fallas de bajo ángulo, similares a las cadenas alpinas que existen en la Tierra.

En este trabajo se considera, en base a los resultados obtenidos, que las fracturas lobuladas encontradas en Marte podrían estar ligados a dichas estructuras (Fig. 13), aunque al observar su morfología es posible que no hayan llegado a ser tan desarrolladas como las que existen en la Tierra. La cadena Cantábrica ha sido utilizada como comparación, ya que presenta una distribución similar a las estructuras tectónicas encontradas en Warrego Valles.

Dicha cadena presenta una serie de cabalgamientos con un frente lobulado, formando relieve positivo y depositando material sobre el antepaís. Además, esta cadena no posee una capa de despegue, los cabalgamientos alpinos de la cordillera Cantábrica cortan a través de la cobertera Mesozoica y Cenozoica, reactivando las estructuras del basamento Varisco (Alonso y pulgar, 2004 citado en Anguita *et al.* 2006). A partir de dicha comparación, es posible interpretar un perfil estructural de la lámina cabalgante de Warrego Walles, la cual presentaría una estructura tectónica de piel fina, con presencia de estructuras retrocabalgantes y una dirección de transporte ~ SSW.

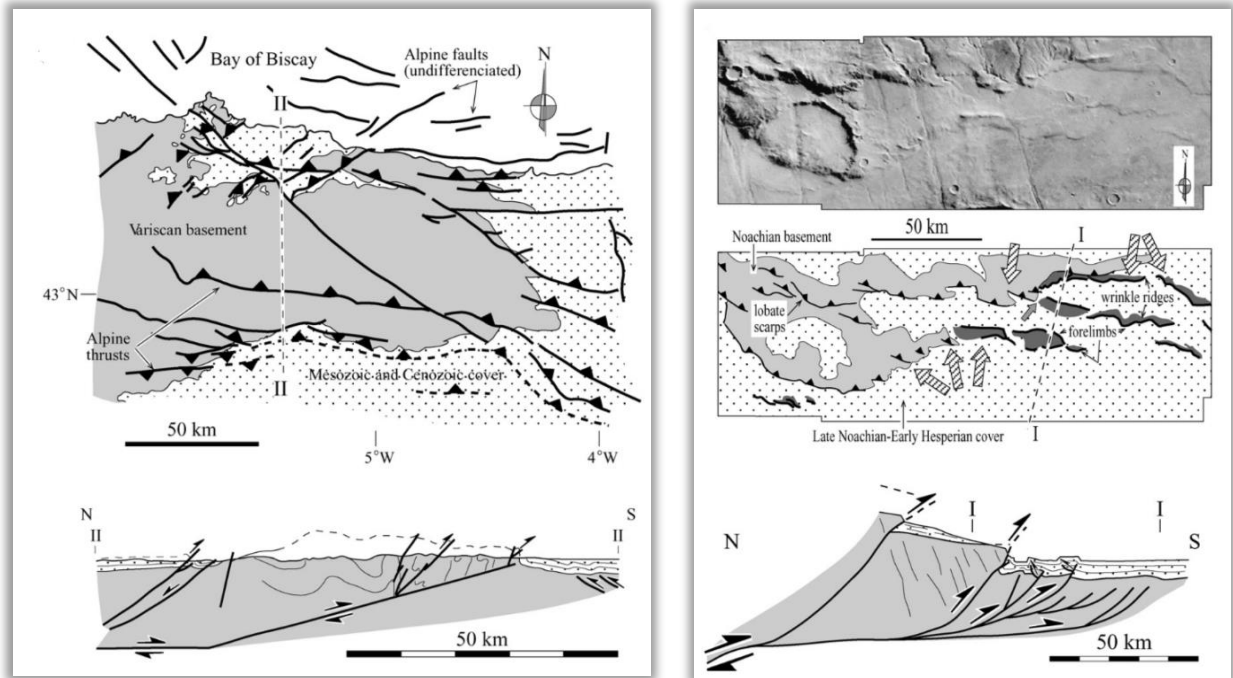


Figura 13: izquierda: se observa el mapa geológico simplificado de la cadena Cantábrica, la traza de los frentes cabalgantes y el perfil esquemático del área. Derecha: escarpe lobulado en Warrego Valles. Además, se observa la interpretación estructural en planta y en perfil del área. Tomada de Anguita (2006).

9. Conclusions

Supported by the results obtained in this work, we can conclude that the studied zone has had a long-lived, and complex tectonic activity. The main stresses have changed over time, showing a complex deformation, especially in the Thaumasia Highlands and Warrego Valles, began at least since the Early Noachian Epoch. This area underwent three types of stress regimes; compressional, tensional and wrench. The most evident and well-defined topographic lineament in the middle part of the study area is called Claritas Rupes. In this work we propose that it is an old strike-slip fault with right-lateral motion, which had a more recent reactivation like a normal fault with a prominent vertical component, forming oversized escarpments.

The deformation is represented in several tectonic features, which were compared with geological models (Anderson's theory and Riedel's model) to interpret their kinematics, and they are represented in distribution maps (Fig. 3 y Fig. 7) and density contour map (Anexo VI). The most common are graben-horst and half-graben systems. Thrust faults are also evident with their related morphology and strike-slip faults, where some have right-lateral or left-lateral motions, and usually form pull-aparts and pop-ups in transtensional or transpressional regime. From the density contour map and geological map of the Thaumasia región (Dohm *et al.*, 2001), we can conclude that the highest percentage of faults are preserved over Noachian materials, which is consistent with the works of Dohm *et al.* (2001), although many of them cut across Hesperian materials. Due to the impossibility of taking field data, it is difficult, to determine their dynamics with certainty, but it is at least possible to observe through the proposed models, that there were variations in the main stress position which represents a heterogeneous tectonic activity.

The fractures interpreted were grouped in several systems. For each one a relative age was determined. This, added to their geographical distribution, the data of its kinematics and its possible dynamics allows to conclude that at least since the Middle Noachian Epoch, there were compressive efforts with approximately NS direction, that led to the elevation of the terrains of the Thaumasia Highlands, and also possibly the terrains of Claritas Rise. In later stages, the appearance of wrench and tensional stress regimes, in different epochs, could have led to formation of, for example, strike-slip structures, like Claritas Rupes and its reactivation as a normal fault (under a tensional régime), and important rift systems with a relative orientation of NE-SW. Both of these types of structure are probably related to the activity of Tharsis Volcanic Complex.

Within the Earth's surface, there exist several examples that can be used for constraining the morphological setting of the structures. This comparison permits us to better interpret the geological context in Mars, extrapolating the main geometries obtained by interpretations of the study area maps. In this way, we can observe similarities with the complex strike-slip faults of the western United States and also with the Atacama Fault System; important large rift systems in the East African Rift System, and fold belts in compressive zones, such as Cantabrian Mountains.

Finally, we can conclude that it is still necessary to make a more detailed mapping in the study area, in order to constrain the systems that have existed in Claritas Fossae and their relative ages, as well as their geological activity. In addition, the reason why these structures reached such great dimensions is still under discussion. We believe that it is related to some particular physical parameters of Mars, such as its gravity and density, together with the lack of large tectonic plates on Mars, which would allow the preservation of these structures over time.

10. Referencias

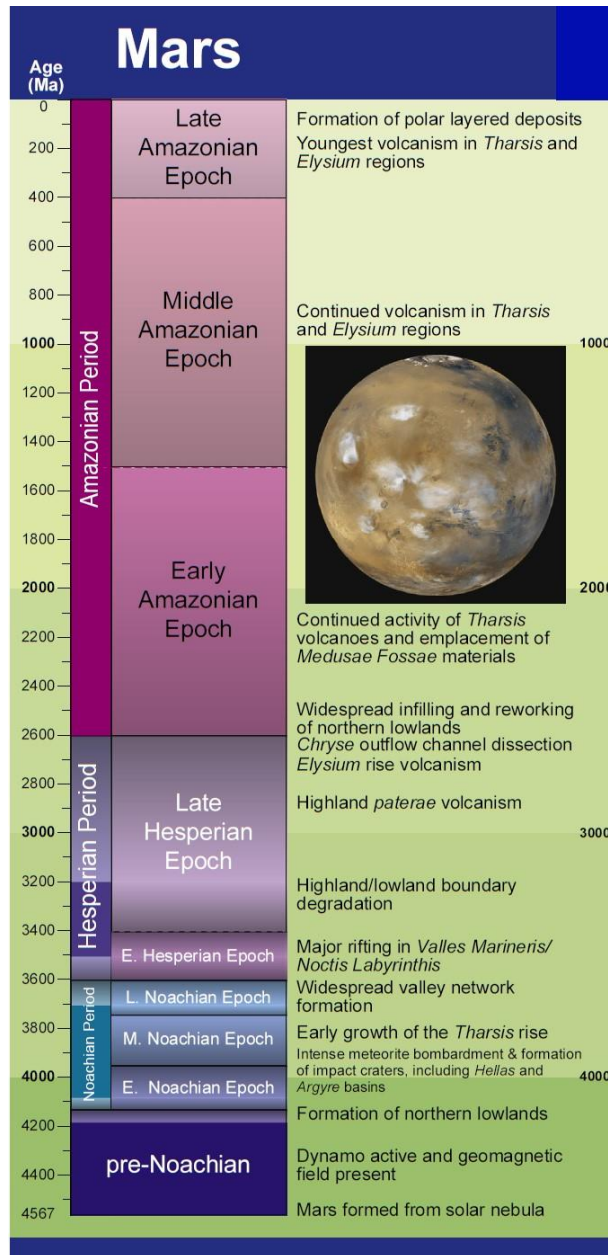
- Allmendinger, R.W. (2014). Stereonet 9.1 Programs for Analyzing Fault Slip Data and Folds for Windows TM Computers. <http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs>.
- Anderson, R. C., Dohm, J. M., Haldemann, A. F. C., Hare, T. M. y Baker, V. R. (2004). Tectonic histories between Alba Patera and Syria Planum, Mars. *Icarus*, 171(1), 31–38. doi: 10.1016/j.icarus.2004.04.018.
- Anguita, F., Fernández, C., Cordero, G., Carrasquilla, S., Anguita, J., Núñez, A., Rodríguez, S. y García, J. (2006). Evidences for a Noachian–Hesperian orogeny in Mars. *Icarus* 185, 331–357.
- Archinal, B. A., Kirk, R. L., Duxbury, T. C., Lee, E. M., Sucharski, R. y Cook, D. (2003). [Mars Digital Image Model \(MDIM\) 2.1 control network](#), ISPRS Working Group IV/9 Workshop "Advances in Planetary Mapping 2003", Houston, March 2003.
- Arlegui, L.E. (1996). Diaclasas, fallas y campo de esfuerzos en el sector central de la Cuenca del Ebro. Tesis Doctoral, Univ. de Zaragoza, Anexos.
- Carr, M. (2007). The Surface of Mars (Cambridge Planetary Science, pp. 1-22). Cambridge: Cambridge University Press. doi:10.1017/CBO9780511536007.003.
- CrimeStat 2.0, A Spatial Statistics Program for the Analysis of Crime Incident Locations, (2002). Houston, TX: Ned Levine & Associates y Washington: DC: U.S. Department of Justice, National Institute of Justice (accesible en <http://www.icpsr.umich.edu/NACJD/crimestat.html>).
- Davis, P.A., Tanaka K.L. y Golombek M.P. (1995). Topography of closed depressions, scarps, and grabens in the north Tharsis región of Mars: Implications for shallow crustal discontinuities and graben formation, *Icarus*, 114, 403-422.
- Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., y Cisternas, A. (1998). Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International*, 132(2), 302-338.
- Dohm, J.M., Tanaka, K.L. y Hare, T.M. (2001). Geologic map of the Thaumasia region, Mars: U.S. Geological Survey Geologic Investigations Series I-2650, 3 sheets. (Available at <https://pubs.usgs.gov/imap/i2650/>).
- Dohm, J. M., Anderson, R. C., Williams, J. P., Ruiz, J., McGuire, P. C., Buczkowski, D. L. y Baker, V. R. (2009). Claritas rise, Mars: pre-Tharsis magmatism?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 185(1-2), 139-156.
- Ferguson, R. L., Hare, T. M. y Laura, J. (2018). HRSC and MOLA Blended Digital Elevation Model at 200m v2, Astrogeology PDS Annex, U.S. Geological Survey. http://bit.ly/HRSC_MOLA_Blend_v0.
- Goossens, S., Sabaka, T.J., Genova, A., Mazarico, E., Nicholas, J.B. y Neumann, G.A. (2017). Evidence for a Low Bulk Crustal Density for Mars from Gravity and Topography, *Geophysical Research Letters*, doi:10.1002/2017GL074172.

- Hargitai, H. y Shingareva, K.B. (2011). Planetary Nomenclature: A Representation of Human Culture and Alien Landscapes. *Advances in Cartography and Giscience. Lecture Notes in Geoinformation and Cartography*, 6, (4), pp. 275–288 doi:10.1007/978-3-642-19214-2 18.
- Lakdawalla, E. (2013, 30 septiembre). Relative and absolute ages in the histories of Earth and the Moon: The Geologic Time Scale. Recuperado 23 noviembre, 2019, de <https://www.planetary.org/blogs/emily-lakdawalla/2013/09301225-geologic-time-scale-earth-moon.html>
- Legg, M. R., Kohler, M. D., Shintaku, N. y Weeraratne, D. S. (2015). High-resolution mapping of two large-scale transpressional fault zones in the California Continental Borderland: Santa Cruz-Catalina Ridge and Ferrello faults. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 120(5), 915-942.
- Mège, D., Cook, A. C., Garel, E., Lagabrielle, Y. y Cormier, M. H. (2003) Volcanic rifting at Martian grabens, *J. Geophys. Res.*, 108(E5), 5044, Doi:10.1029/2002JE001852.
- Montgomery, D. R., Som, S. M., Jackson, M. P., Schreiber, B. C., Gillespie, A. R. y Adams, J. B. (2009). Continental-scale salt tectonics on Mars and the origin of Valles Marineris and associated outflow channels. *Geological Society of America Bulletin*, 121(1-2), 117-133.
- QGIS Development Team, (2019). QGIS Geographic Information System. Open Source Geospatial Foundation Project. <https://qgis.org>.
- Tanaka, K. L., y Hartmann, W. K. (2016). Planetary Time Scale. A Concise Geologic Time Scale, 9–18. doi:10.1016/b978-0-444-59467-9.00002-9.
- USGS (en línea). Astrogeology Science Center (fecha de consulta: 22/11/19). Disponible en: <https://astrogeology.usgs.gov/>.
- Van der Pluijm, B. A. y Marshak, S. (2004). *Earth structure*. New York.
- Watters, T.R. (1992). A system of tectonic features common to Earth, Mars and Venus, *Geology*, 20, 609-612.
- Watters, T. R. (1993). Compressional tectonism on Mars. *Journal of Geophysical Research*, 98(E9), 17049. doi:10.1029/93je01138.
- Watters, T. R. y Schultz, R. A. (2002). The fault geometry of planetary lobate scarps: Listric versus planar, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 33th, abstract 1668.
- Williams, D. R. (2018). Viking Mission to Mars. <https://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/viking.html>.
- Wilson, L. y Head, J. W. (2002). Tharsis-radial graben systems as the surface manifestation of plume-related dike intrusion complexes: Models and implications, *J. Geophys. Res.*, 107(E8), 5057, doi:10.1029/2001JE001593.
- Wise, D. U. y McCrory, T. A. (1982): *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 93, 889-897.
- Wood, J., y Guth, A. (s.f.). East Africa's Great Rift Valley: A Complex Rift System. Recuperado 25 noviembre, 2019, de <https://geology.com/articles/east-africa-rift.shtml>.

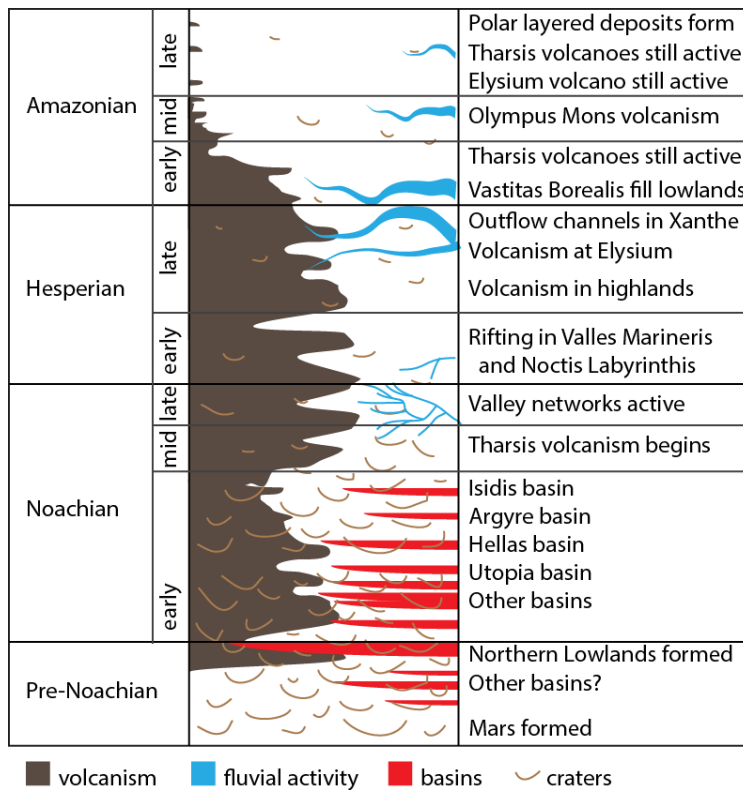
ANEXO

Mariner 4	US	11/28/1964	Flew by 7/15/1965; first S/C images
Mariner 6	US	2/24/1969	Flew by 7/31/1969; imaging and other data
Mariner 7	US	3/27/1969	Flew by 8/5/1969; imaging and other data
Mars 2	USSR	5/19/1971	Crash landed; no surface data
Mars 3	USSR	5/28/1971	Crash landed; no surface data
Mariner 8	US	5/8/1971	Fell into Atlantic Ocean
Mariner 9	US	5/30/1971	Into orbit 11/3/1971; mapped planet
Mars 4	USSR	7/21/1973	Failed to achieve Mars orbit
Mars 5	USSR	7/25/1973	Into orbit 2/12/1975; imaging and other data
Mars 6	USSR	8/5/1973	Crash landed
Mars 7	USSR	8/9/1973	Flew by Mars
Viking 1	US	8/20/1975	Landed on surface 7/20/1976; orbiter mapping
Viking 2	US	9/9/1975	Landed on surface 9/3/1976; orbiter mapping
Phobos 1	USSR	7/7/1988	Lost 9/2/1988
Phobos 2	USSR	7/12/1988	Mars and Phobos remote sensing
Mars Observer	US	9/22/1992	Failed Mars orbit insertion
Pathfinder	US	12/4/1996	Landed 7/4/1997; lander and rover
Global Surveyor	US	11/7/1996	Into orbit 9/11/1997; imaging and other data
Odyssey	US	4/7/2001	Into orbit 10/24/2001; imaging, remote sensing
Spirit Rover	US	6/10/2003	Landed in Gusev 1/3/2004
Opportunity Rover	US	7/7/2003	Landed in Meridiani 1/24/2004
Mars Express	Europe	6/2/2003	In orbit 12/25/2003; imaging, remote sensing
Reconnaissance Orbiter	US	8/12/2005	In orbit 3/10/2006; imaging, remote sensing

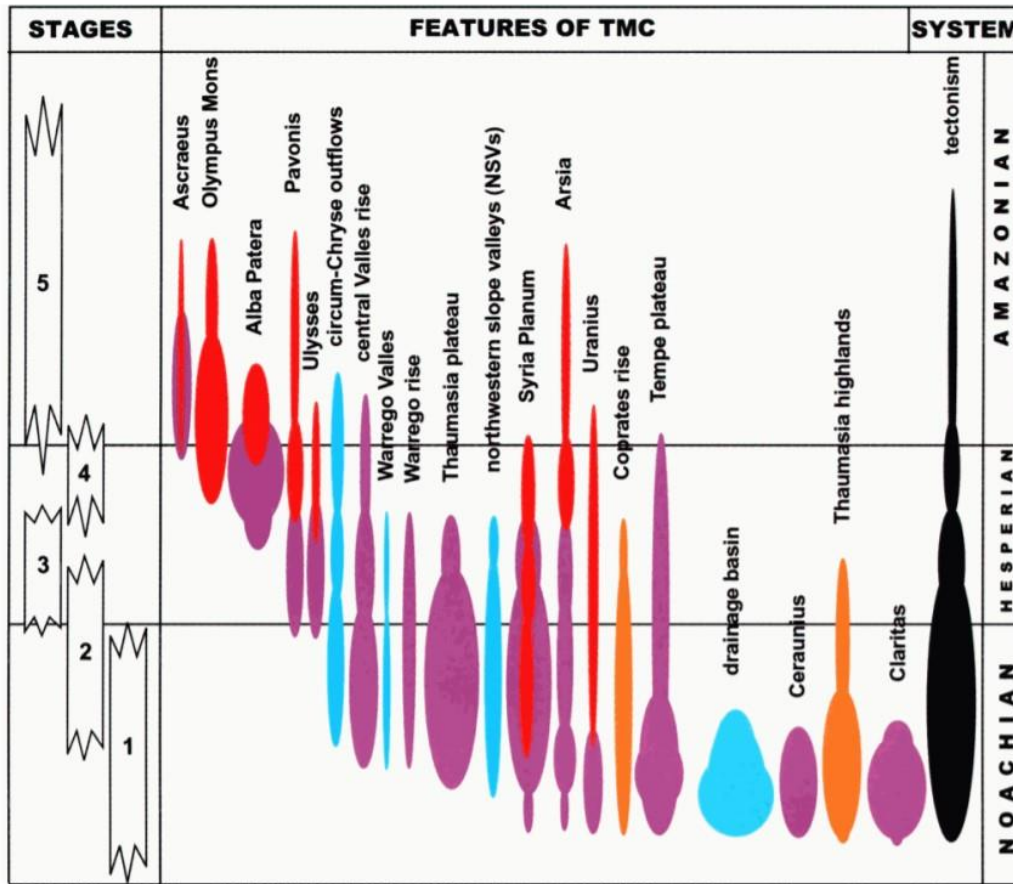
Anexo I: Tabla de misiones a Marte. Tomada de Carr (2007).



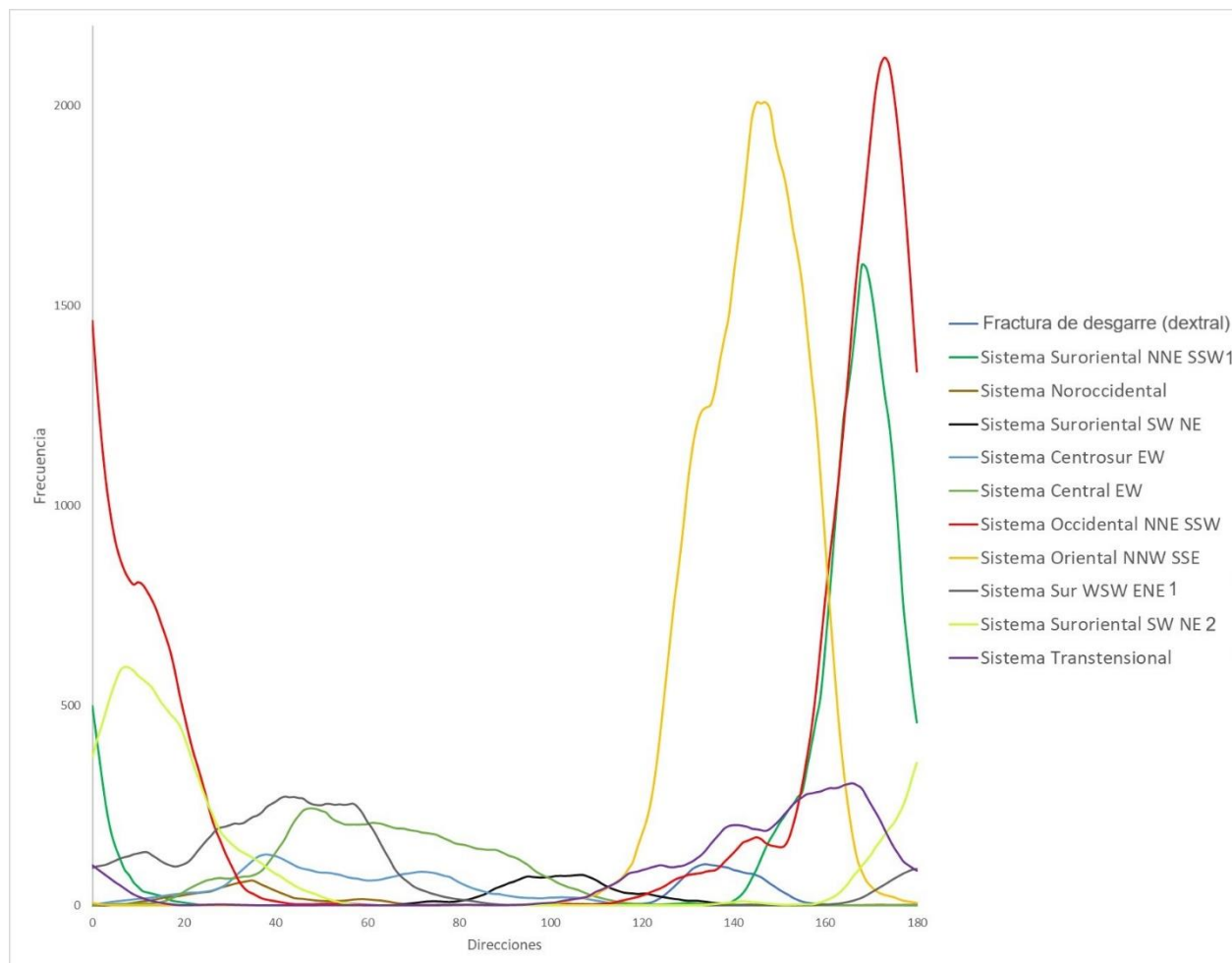
Anexo II: Los principales eventos, así como las subdivisiones para cada época son recopiladas en este esquema. Tomada de Tanaka y Hartmann (2016).



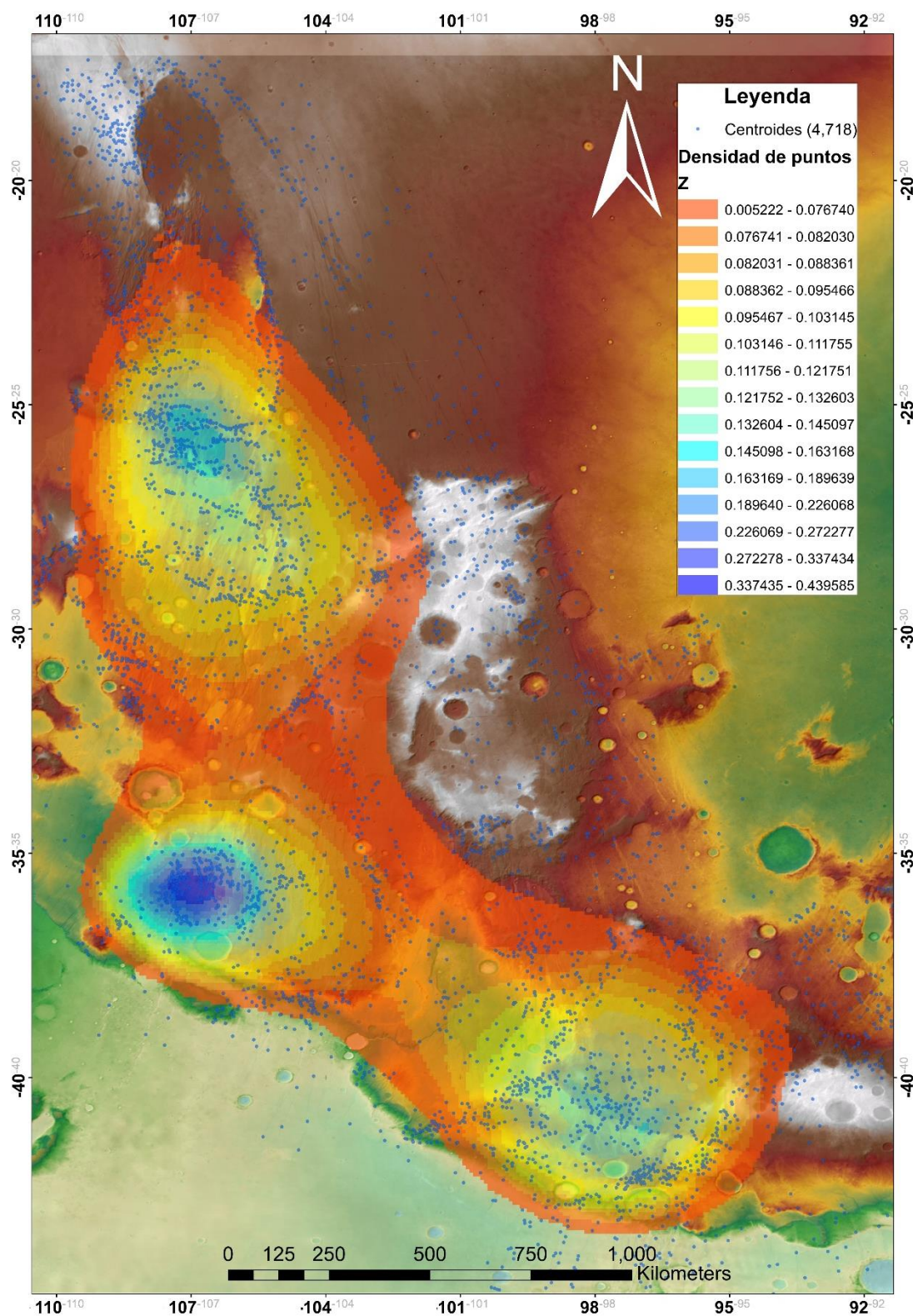
Anexo III: Esquema de la actividad geológica en Marte.Tomada de Lakdawalla (2013).



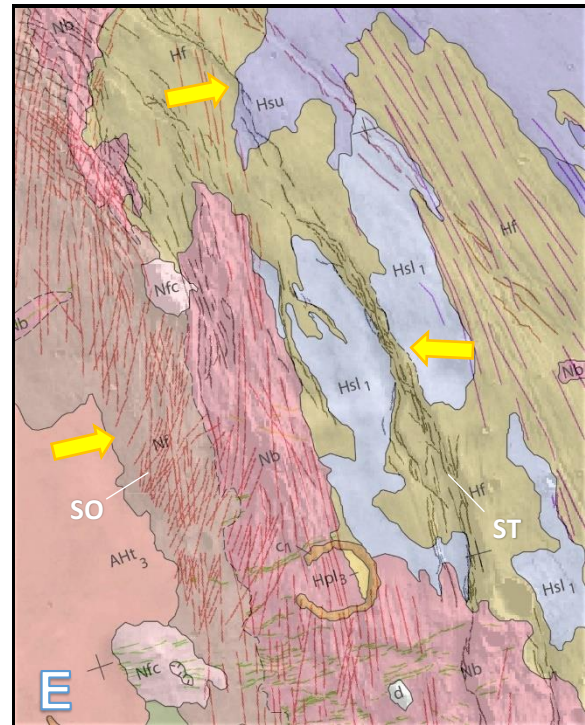
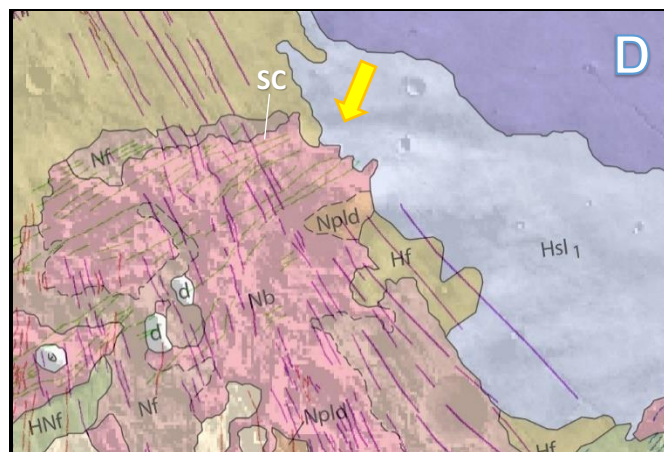
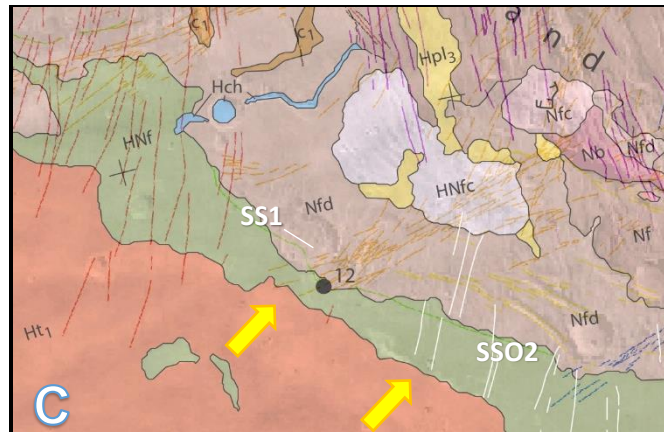
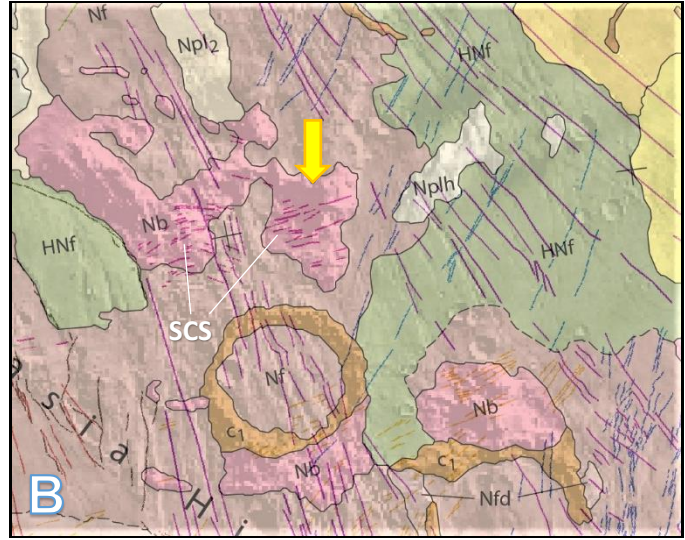
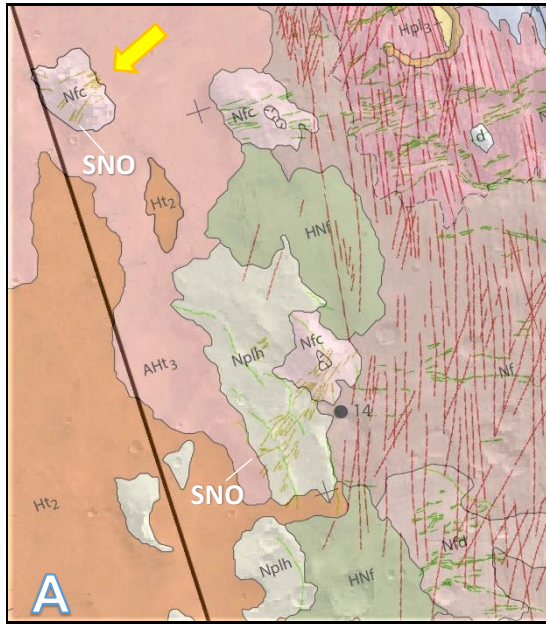
Anexo IV: Esquema de comparación de la actividad geológica en el Complejo Volcánico de Tharsis (TMC) y sus principales características geológicas. El tamaño de las áreas es equivalente al grado de deformación expuesta. La actividad tectónica estuvo más desarrollada durante el período Noeico y posteriormente fue disminuyendo. Violeta: representa la actividad tectónica producto de la influencia de la actividad magmática, el emplazamiento de diques y la actividad hidrotermal. Naranja: formación de montaña. Azul: actividad fluvial. Rojo: primeros emplazamientos de lavas en forma de escudo y campos de lava. El comienzo o el fin de la actividad tectónica no es definitiva, y ciertos volcanes de escudo como Olympus Mons, y otros, podrían presentar actividad reciente. Tomada de Dohm *et al.* (2001).



Anexo V: Diagrama de frecuencia suavizado para cada sistema definido.



Anexo VI: Mapa de contornos de densidad (base MOLA, THEMIS).



Anexo VIII: Sistemas de fallas sobrepuestos en el mapa geológico realizado por Dohm *et al.* (2001). Flechas indican zonas relevantes. A) Sistema Noroccidental (SNO) cubierto por Aht₃. B) Sistema Centro-Sur (SCS) cubierto por Nf. C) Sistema Sur 1 (SS1) y Sistema Suroriental 2 (SSO2), cubierto por Ht₁. D) Sistema central (SC) cubierto por Hsl₁. E) Sistema Occidental (SO) cubierto por Aht₃. Sistema Transtensional (ST) cortando a Hsl₁ y Hsu.